



BRUNO BRONZATI GIACOMINI

***“INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 3D DA ESTRUTURA DO
CERRO DO JARAU (RS)”***

CAMPINAS

2015



NÚMERO: 520/2015
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

BRUNO BRONZATI GIACOMINI

“INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 3D DA ESTRUTURA DO CERRO DO JARAU (RS)”

ORIENTADOR: PROF. DR. EMILSON PEREIRA LEITE

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO ALUNO BRUNO
BRONZATI GIACOMINI E ORIENTADO PELO PROF.
DR. EMILSON PEREIRA LEITE

CAMPINAS

2015

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Márcia A. Schenfel Baena - CRB 8/3655

G346i Giacomini, Bruno Bronzati, 1986-
 Inversão gravimétrica 3D da estrutura do Cerro do Jarau (RS) / Bruno Bronzati
 Giacomini. – Campinas, SP : [s.n.], 2015.

 Orientador: Emilson Pereira Leite.
 Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
 Geociências.

 1. Cratera de impacto. 2. Gravimetria. 3. Inversão (Geofísica). 4. Cerro do
 Jarau (RS). I. Leite, Emilson Pereira, 1975-. II. Universidade Estadual de
 Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Gravimetric 3D Inversion of the Cerro do Jarau structure

Palavras-chave em inglês:

Impact crater

Gravimetry

Inversion (Geophysics)

Cerro do Jarau (RS)

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora:

Emilson Pereira Leite [Orientador]

Alvaro Penteado Crósta

Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos

Data de defesa: 29-05-2015

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

AUTOR: Bruno Bronzati Giacomini

ORIENTADOR: Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

Aprovado em: 29 / 05 / 2015

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Emilson Pereira Leite - Presidente

Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

Prof. Dr. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos

Campinas, 29 de maio de 2015.

RESUMO

A estrutura de Cerro do Jarau é uma possível terceira cratera basáltica em território brasileiro, formada sobre a Formação Serra Geral na bacia do Paraná, assim como as outras duas. Trata-se de uma formação circular de 13 km de diâmetro com elevação de até 200 m sobre as planícies dos pampas no estado do RS. Este trabalho foca na construção de um modelo geológico 3D baseado em dados gravimétricos terrestres. Anomalias Bouguer foram calculadas com base na aceleração gravitacional medida em 445 pontos irregularmente distribuídos na área da estrutura. O mapa de anomalia Bouguer residual mostra uma forte anomalia positiva com tendência NE-SW, localizada na porção nordeste da estrutura, uma feição incomum em outras estruturas de impacto. No entanto, a anomalia negativa na porção central e a anomalia circular positiva ao redor do centro podem ser relacionadas a uma cratera de impacto. A anomalia circular positiva não é espacialmente coincidente com as bordas da estrutura, uma feição também observada nas estruturas de Vargeão e Vista Alegre. Há algumas estruturas de impacto que mostram anomalias gravimétricas distintas, relacionadas também a processos internos (estrutura de Lappajärvi e Lago Wanapitei). O mapa de anomalia gravimétrica obtido foi utilizado como referência para modelos tridimensionais desenvolvidos com o software *VOXI Earth Modelling*. Conclui-se que a disposição das rochas abaixo da superfície está de acordo com a hipótese de impacto, mesmo com a presença de outras feições gravimétricas não relacionadas.

ABSTRACT

The Cerro do Jarau structure is possibly the 3rd Brazilian basaltic crater, formed above the Serra Geral basalt floods of the Paraná Basin like the other two. It is a 13km circular landform that rises over 200 meters above the plains of the “pampas” in southern Brazil. This work focused on the construction of a 3D geological model based on ground gravity data. Bouguer anomalies were calculated from gravity acceleration measured at 445 stations irregularly distributed on the area of the impact structure. The residual Bouguer map shows a strong positive anomaly with NE-SW trending, located in the northeastern part of the structure, a feature not credited to a possible impact structure. However, the negative anomaly present in the center of the structure and the circular positive anomaly surrounding the central part of the structure could be related to an impact structure. The positive circular anomaly is not spatially coincident with the edges of the structure, a feature that is also observed at the Vargeão and Vista Alegre impact structures. There are a few impact structures that also show distinct gravity anomalies related not only to a meteorite impact but to other internal processes as well, as in the cases of Lappajärvi and Lake Wanapitei impact craters. The gravity anomaly map obtained was used as reference to 3D models developed with *VOXI Earth Modelling*. It is concluded that the rock disposition beneath the surface is in accordance with the impact hypothesis, even with the presence of other non-related gravimetry patterns.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos e justificativa	3
1.2 Localização e vias de acesso	4
 2. CRATERAS DE IMPACTO	 8
2.1 Processo de formação de crateras	10
2.2 Morfologia das crateras de impacto	12
2.3 Nomenclatura das rochas de impacto meteorítico	13
2.4 Assinatura gravimétrica de crateras de impacto	14
 3. A ESTRUTURA DO CERRO DO JARAU	 17
3.1 Geologia regional	18
3.2 Geologia local	21
 4. MATERIAIS E MÉTODOS	 26
4.1 O método gravimétrico	26
4.2 Aquisição dos dados gravimétricos.....	26
4.3 Processamento dos dados gravimétricos	28
4.4 Medição da densidade de amostras coletadas	30
 5. RESULTADOS	 31
 6. DISCUSSÃO	 42
 7. CONCLUSÃO	 52
 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 53

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Crateras de impacto confirmadas na Terra (pontos em vermelho). http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/Worldmap.html	2
Figura 1.2 – A Bacia do Paraná e suas principais seqüências Vulcano-sedimentares. As quatro estruturas de impacto nesta bacia estão indicadas (Crósta et al, 2010)	3
Figura 1.3 – Mapa de localização da estrutura do Cerro do Jarau e do município de Quaraí, RS. (CRÓSTA <i>et al.</i> , 2010)	5
Figura 1.4 – Imagem do satélite ASTER destacando a estrutura circular do Cerro do Jarau (PHILLIP <i>et al.</i> , 2010)	6
Figura 1.5 – Modelo digital de elevação (DEM) exibindo a topografia da estrutura do Cerro do Jarau (Exagero vertical 15x)	7
Figura 2.1 – Representação dos estágios de formação de uma cratera de impacto (FRECH, 1998)	11
Figura 2.2 – a) Barringer Meteor Crater, uma cratera simples, com aproximadamente 1 km de diâmetro no estado do Arizona (EUA). b) Cratera Euler, uma cratera lunar complexa, com 25 km de diâmetro. Notar a presença de um núcleo central soerguido e terraços formados por falhas de colapso gravitacional. c) Visão oblíqua da bacia multi-anelar lunar Mare Orientale com 1.160 km de diâmetro. Notar os múltiplos anéis concêntricos e.....	13
Figura 3.1 – Mapa geológico das unidades litoestratigráficas (Mesozóico e Permiano) da bacia do Paraná no RS (SCHERER & LAVINA, 2005)	19
Figura 3.2 – Mapa geológico da estrutura do Cerro do Jarau (Lourenço, 2007)	21
Figura 3.3 – Mapa geológico da estrutura do Cerro do Jarau proposto por Sánchez (2014)	25
Figura 4.1 – Imagem Landsat ETM+ da estrutura do Cerro do Jarau (bandas R1 G2 B3). Os pontos vermelhos indicam as posições dos dados coletados	27
Figura 5.1 – Mapa de elevação obtido com os pontos coletados no GPS no Cerro do Jarau	31
Figura 5.2 – Mapa de anomalias Bouguer. Os pontos de coleta estão marcados no mapa	32
Figura 5.3 – Mapa de anomalia Bouguer residual	33

Figura 5.4 – a) Comparação entre a anomalia observada e a representação dos blocos de maior densidade da inversão. b) Representação tridimensional exibindo os blocos de maior densidade da inversão	35
Figura 5.5 – a) Comparação entre a anomalia observada e a representação dos blocos de menor densidade da inversão. b) Representação tridimensional exibindo os blocos de menor densidade da inversão.....	36
Figura 5.6 – Representação tridimensional setorizada (4x) exibindo os blocos de maior densidade da inversão	38
Figura 5.7 – Representação tridimensional setorizada (4x) exibindo os blocos de menor densidade da inversão	39
Figura 5.8 – a) Grid de anomalia calculado após o processo de inversão. b) Grid de anomalia residual como mostrado na figura 5.3. c) Grid mostrando os valores de desvio entre o grid de anomalias observado (b) e calculado (a). d) Histograma do grid de desvio	41
Figura 6.1 – Comparação do mapa geológico (Fig. 3.3; Sánchez (2014)) com o mapa de anomalias gravimétricas (65% de transparência)	43
Figura 6.2 – a) Mapa geológico simplificado da cratera de Vargeão (VIEIRA, 2009). b) Mapa de anomalia Bouguer sobre a cratera de Vargeão (GIACOMINI, 2013)	45
Figura 6.3 – Mapa de anomalia Bouguer sobre o lago Wanapitei (UGALDE <i>et al.</i> 2006)	47
Figura 6.4 – Mapa de anomalia Bouguer da estrutura de Lappajärvi (Modificado do Serviço Geológico da Finlândia, Departamento de Geofísica, 1976)	48
Figura 6.5 – Mapa de anomalia Bouguer da estrutura de Manicouagan (SWEENEY, 1978)	49
Figura 6.6 – Corte dos perfis selecionados, gerados a partir do modelo tridimensional	50
Figura 6.7 – Perfil esquemático realizado com base no perfil “a” da figura 6.6	51

1. INTRODUÇÃO

O impacto meteorítico representa o principal processo de modificação da superfície de corpos planetários sólidos no sistema solar (KOEBERL, 2001). Trata-se de um processo essencial para a evolução dos planetas interiores, e possui também grande influência na origem e evolução da vida em nosso planeta. Apesar de comprovada importância, as pesquisas sobre a formação dos continentes e origem da vida a partir de matéria não viva (Abiogênese) no pré-cambriano ainda não consideram decisivos os impactos de asteróides e cometas na superfície terrestre.

Além de suas implicações nos eventos de extinção da vida na Terra, esse tipo de fenômeno ainda é responsável por alterações na atmosfera terrestre, introdução de grandes quantidades de matéria e elementos químicos durante o processo de acreção, e influenciou também o surgimento de uma superfície global de material fundido, nos primórdios do planeta (FRENCH, 1998). Nas últimas quatro décadas, a comunidade científica começou a perceber que a colisão de objetos extraterrestres modelou de maneira significativa a superfície terrestre, perturbou sua crosta e alterou sua história geológica. Outros aspectos relevantes são: o valor econômico em alguns casos, como por exemplo, depósitos minerais associados e rochas de uso industrial; e possibilidade de ocorrerem novos impactos, e com consequências catastróficas, principalmente para a espécie humana.

O reconhecimento da importância de impactos meteoríticos na Terra surgiu do estudo de outros planetas e satélites (FRENCH, 1998). Além das feições observadas na Lua, conhecida há séculos por sua quantidade abundante de crateras de impacto, avanços na engenharia espacial no final do século XX permitiu a visualização destas mesmas feições em todas as superfícies planetárias sólidas: outros planetas, satélites, e até mesmo em asteroides e cometas circulando entre o sistema solar interior e exterior. Esta visualização ampla permitiu uma aceitação gradual na comunidade científica que se tratava de feições formadas durante eventos de impacto, possibilitando usar frequências de crateras para determinar idades geológicas relativas, uma vez que superfícies mais antigas acumulam mais crateras (SHOEMAKER, 1963).

Na Terra, a maioria das estruturas de impacto expostas teve suas superfícies alteradas pela erosão. Porém, como se tratam das únicas estruturas acessíveis aos pesquisadores científicos, estas podem ser mapeadas, amostradas, perfuradas e analisadas com maior grau de detalhamento. Devido a isso, muitos conceitos fundamentais sobre a mecânica do processo de formação de

crateras foram primeiro estabelecidos nas estruturas conhecidas no nosso planeta para depois serem aplicadas as outras crateras do sistema solar (FRENCH, 1998).

Foram identificadas até o presente 188 estruturas de impacto na superfície terrestre (Figura 1.1), porém a vasta maioria (mais de 90%) está concentrada na América do Norte, Europa e Austrália, devido ao maior grau de investimentos oferecidos para este tipo de estudo nessas localidades.

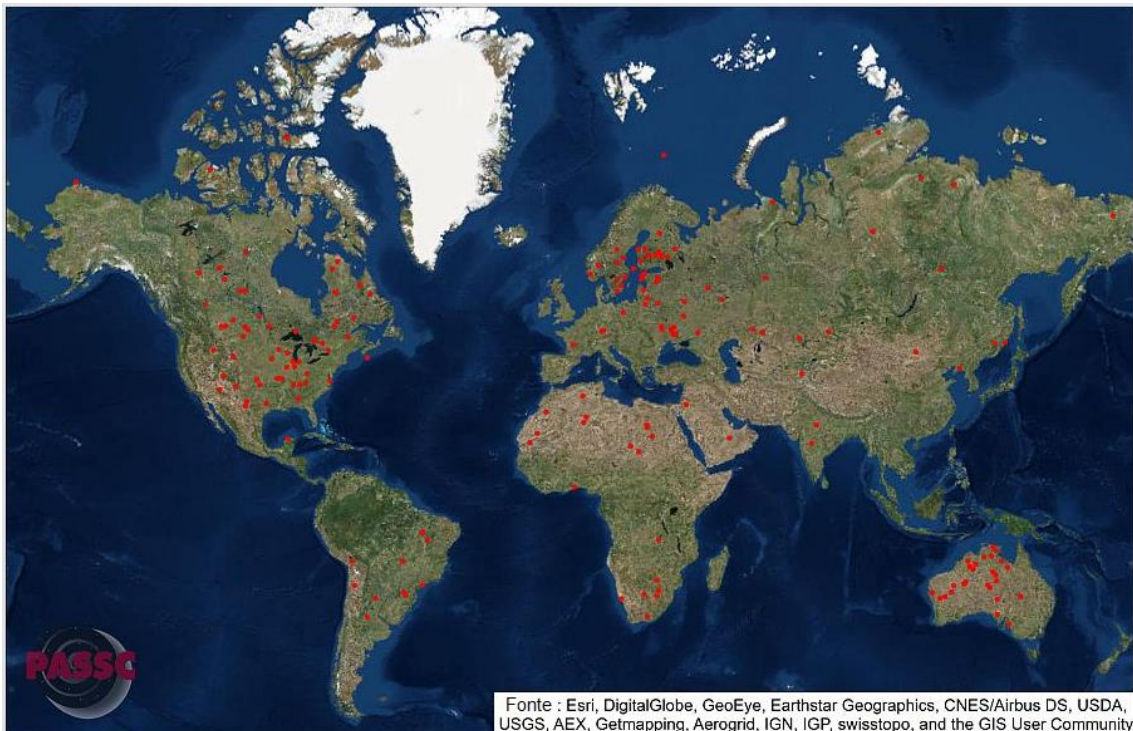


Figura 1.1 – Crateras de impacto confirmadas na Terra (pontos em vermelho).

<http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/Worldmap.html>

No Brasil, seis crateras de impacto já tiveram sua origem confirmada: Domo de Araguainha, GO-MT; Serra da Cangalha, TO; Riachão, MA; Santa Marta, PI; Vista Alegre, PR; e Vargeão, SC. Há também um número de crateras sendo estudadas sem que haja até o momento feições indicativas de choque: Colônia, SP; Cerro do Jarau, RS; Ilha do Mel, PR; Piratininga, SP; Praia Grande, SP; São Miguel do Tapuio, PI; e Tefé, AM. Na figura 1.2 estão indicadas as crateras de impacto identificadas na Bacia do Paraná, assim como a localização do Cerro do Jarau.

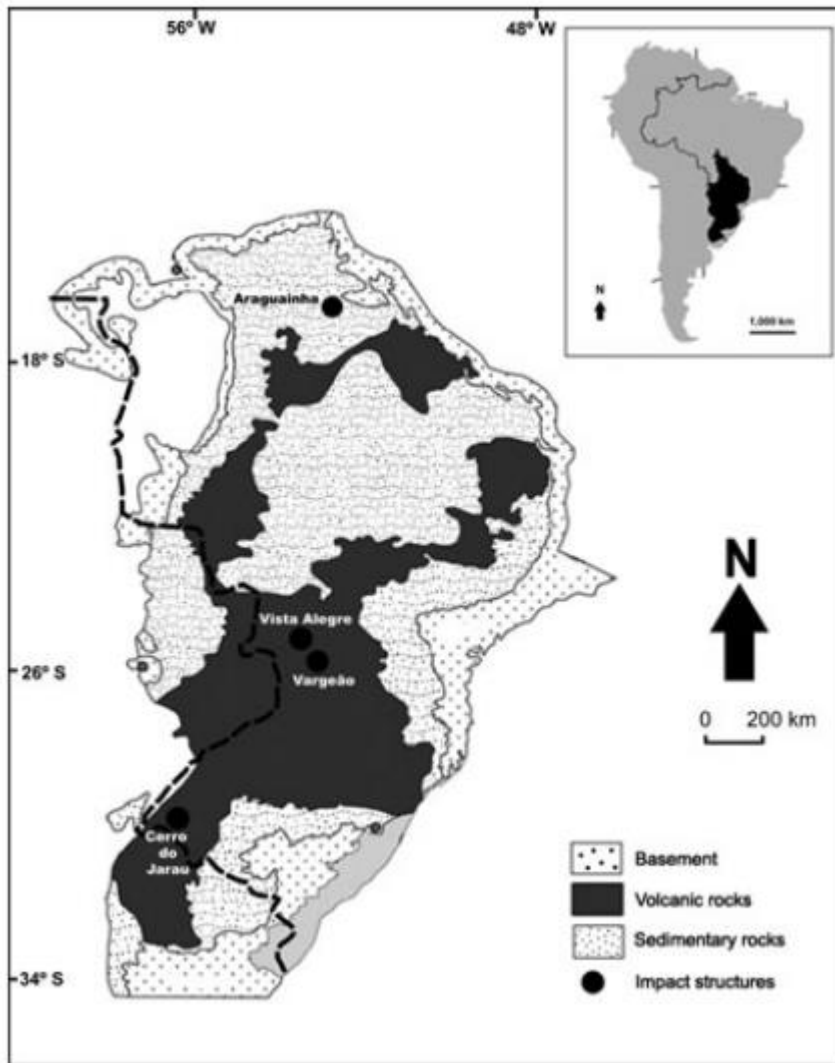


Figura 1.2 – A Bacia do Paraná e suas principais seqüências Vulcano-sedimentares. As quatro estruturas de impacto nesta bacia estão indicadas (CRÓSTA et al, 2011).

1.1 Objetivos e justificativa

O principal objetivo do trabalho é testar a hipótese de origem meteorítica para a estrutura de Cerro do Jarau através do desenvolvimento de um modelo geológico de subsuperfície a partir de dados geofísicos. Espera-se que as características geológicas do modelo contribuam para reforçar ou refutar a hipótese de um impacto meteorítico para a formação da estrutura e também para um melhor entendimento de sua evolução.

Formada sobre as rochas basálticas da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, a estrutura

do Cerro do Jarau, caso confirme-se a hipótese, possui potencial como referência em pesquisas de estruturas de impacto análogas, principalmente crateras extraterrestres, uma vez que muitas crateras do sistema solar foram formadas sobre rochas de composição similar (VIEIRA, 2009). Apesar de serem poucas as crateras confirmadas no Brasil, as estruturas de Vargeão (SC) e Vista Alegre (PR) apresentam grande importância por representarem duas das quatro crateras terrestres formadas sobre derrames basálticos. Crateras formadas em rochas basálticas são bastante raras na Terra, pois o planeta não possui amplas extensões continentais expostas deste tipo rochoso, embora sejam comuns em outros corpos planetários sólidos, como a Lua, Marte, Vênus e outros. Estudos em crateras basálticas terrestre são importantes para o avanço do conhecimento dos processos de evolução das superfícies desses planetas. Desta forma, este trabalho é justificado pela necessidade de se ampliar este campo do conhecimento geológico no Brasil.

1.2 Localização e vias de acesso

A estrutura do Cerro do Jarau (fig. 1.3) está situada a 25 km do município de Quaraí, região oeste do estado do Rio Grande do Sul, centralizada nas coordenadas 30° 12' S e 56 ° 32' W. Quaraí dista 590 km de Porto Alegre e 100 km de Uruguaiana. O município está localizado na fronteira entre Brasil e Uruguai, sendo vizinho da cidade de Artigas, a oeste.

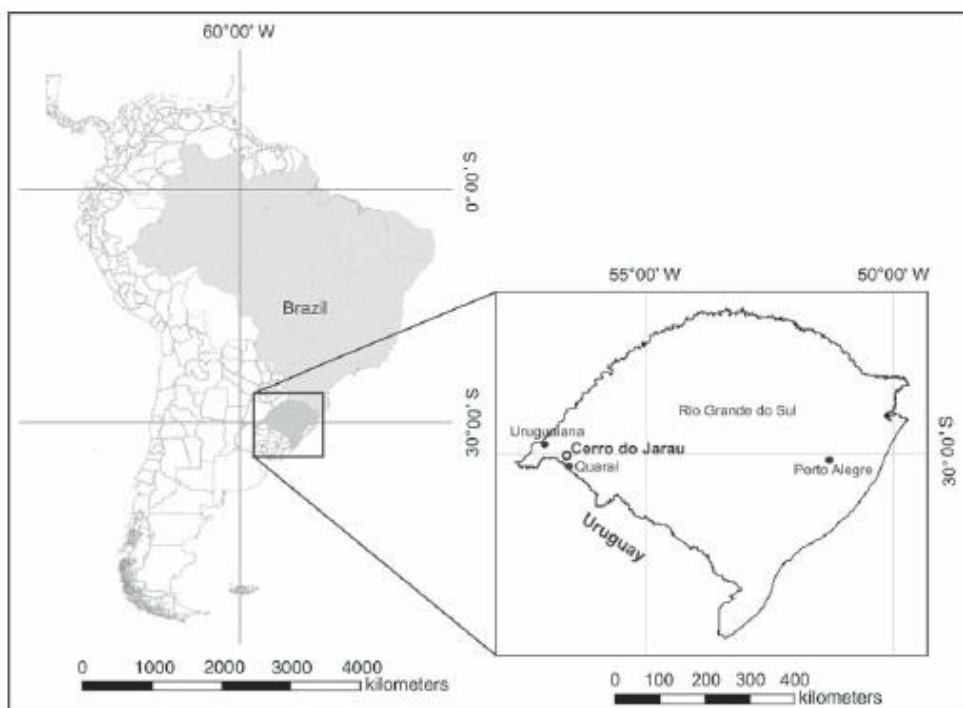


Figura 1.3 – Mapa de localização da estrutura do Cerro do Jarau e do município de Quaraí, RS. (CRÓSTA *et al.*, 2010)

A estrutura circular, de aproximadamente 14 km de diâmetro, é limitada em suas extremidades pelo arroio Garupá ao norte, e pelo arroio Quaraí-Mirim e rio Quaraí ao sul (fig. 1.4). O local se destaca por apresentar uma feição anômala em meio ao pampa gaúcho, com cristas que apresentam elevação topográfica de até 200 metros. O acesso por via terrestre tanto ao município de Quaraí quanto ao Cerro do Jarau é feito através da rodovia BR/RS-377.

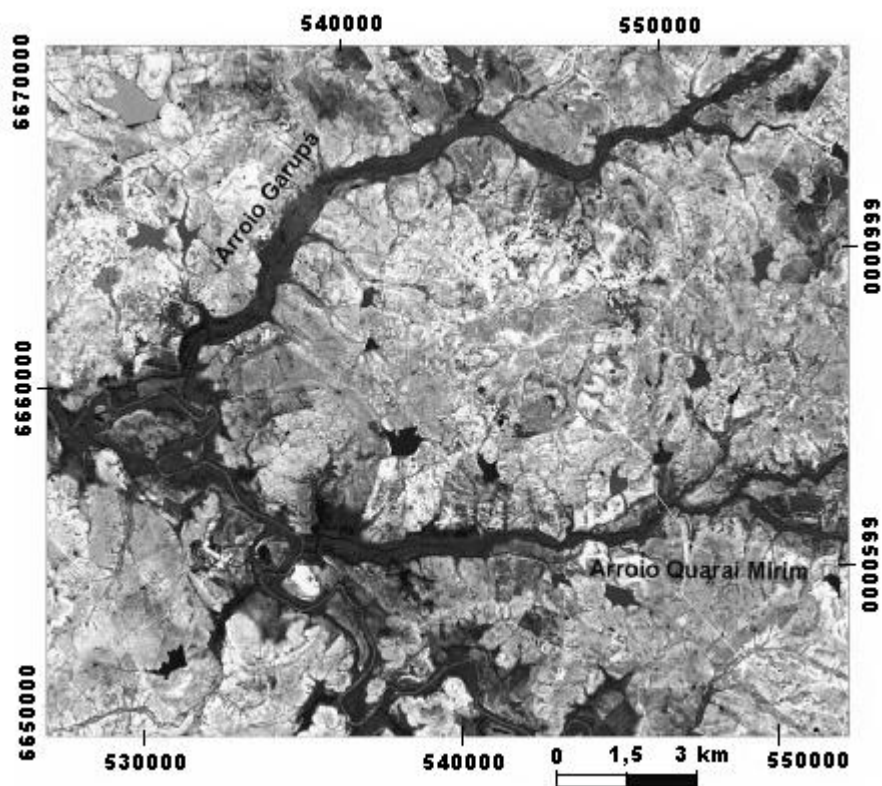


Figura 1.4 – Imagem do satélite ASTER destacando a estrutura circular do Cerro do Jarau (PHILLIP *et al.*, 2010)

A porção central da estrutura possui forma circular e é composta por arenitos intensamente silicificados da Formação Botucatu. Este núcleo se destaca na porção norte pelo relevo positivo marcado por cristas, com desnível gradativo para as áreas mais rebaixadas do centro e da porção sul (figura 1.5).

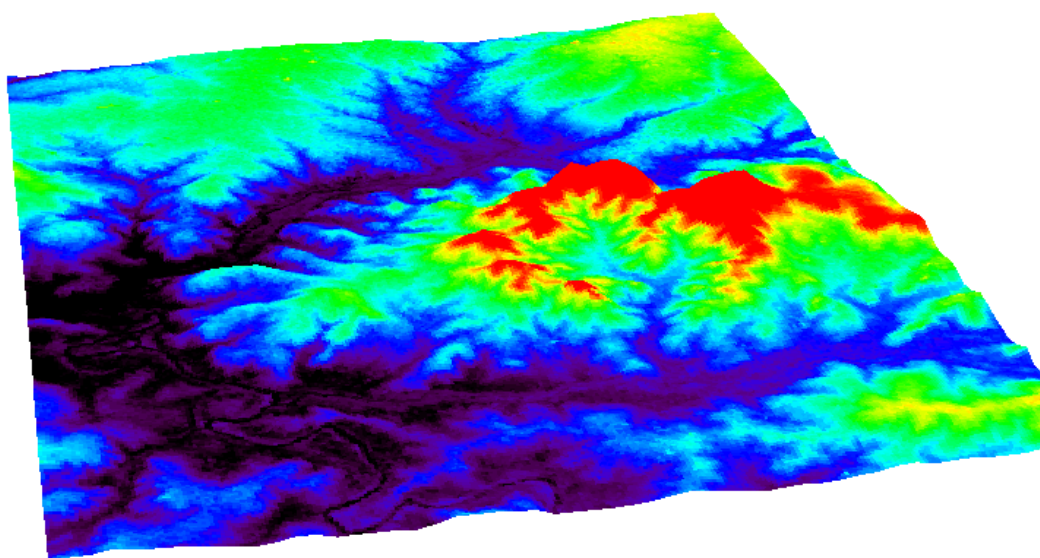


Figura 1.5 – Modelo digital de elevação (DEM) exibindo a topografia da estrutura do Cerro do Jarau (Exagero vertical 15x).

2. CRATERAS DE IMPACTO

O impacto de corpos celestes no nosso planeta é um processo ainda envolto de obscuridades para o imaginário popular. Salvo algumas exceções fictícias repletas de possibilidades catastróficas, pouco se sabe a respeito das crateras de impacto meteorítico. A Terra é o maior planeta no anel interior do Sistema Solar, sabe-se que foi moldado desde a sua formação por impactos dos mais diversos corpos rochosos (FRENCH, 2004). No entanto, o pouco que conseguiu transcender as especificidades da ciência geológica e entrar em discussões interdisciplinares (e até mesmo em discussões cotidianas) foi o evento de impacto de Chicxulub, que produziu uma estrutura com pelo menos 180 quilômetros, completamente oculta sob os sedimentos mais novos da Península de Yucatán, no México. Trata-se do possível evento de extinção dos dinossauros que erravam pelo nosso planeta ao final da Era Mesozóica.

Algumas particularidades do sistema solar atual demonstram que eventos de impacto (tanto os que ocorrem quanto as potenciais colisões) fazem parte do cenário da Terra dentro desse panorama do universo. Milhares, possivelmente milhões, de objetos de tamanhos quilométricos estão se movendo de maneira aleatória nos arredores do nosso sistema, e alguns desses poderiam colidir com a Terra no futuro. Além disso, objetos de dimensões menores estão continuamente colidindo com nosso planeta, e alguns de tamanho considerável já nos atingiram no passado recente (FRENCH, 1998).

Para se obter uma noção de como são importantes estes eventos de magnitude extraterrestre, basta olhar cautelosamente para nosso vizinho cósmico, a Lua. Desprovida de processos tectônicos dos mais destrutivos, de processos gravitacionais e de uma atmosfera agressiva para o relevo como a nossa, suas cicatrizes dos eventos de impactos mais antigos ainda permanecem imprimidas em sua superfície.

A Lua voltou a ganhar atenção da comunidade científica recentemente. O pesquisador Frédéric Moynier e sua equipe da Universidade de Washington em St. Louis descobriu evidências de que a Lua foi criada quando um corpo planetário do tamanho de Marte colidiu com a Terra há aproximadamente 4,5 bilhões de anos. A teoria do impacto gigante foi proposta de maneira concreta numa conferência em 1975, com a hipótese de que uma colisão entre um corpo chamado de Theia e a proto-Terra originou a Lua, derretendo e vaporizando Theia e uma boa parte do manto da proto-Terra. A Lua teria se originado por acreção das rochas despedaçadas

pela colisão, e parte do material teria sido re-acrecionada a Terra. Com a descoberta de um pequeno excesso de uma variante mais pesada do elemento Zinco nas rochas lunares, a equipe de Moynier fortaleceu de maneira considerável essa hipótese com dados publicados na edição de 18 de Outubro de 2012 da revista *Nature* (PANIELLO et al, 2012).

Como se pode ver, eventos de impacto de corpos extraterrestres, de dimensões grandiosas, são mais familiares do que pensávamos. Eles diferem em muitos aspectos dos processos geológicos mais conhecidos, como vulcanismo, terremotos, e os lentos movimentos das placas tectônicas. Grande parte das confusões e controvérsias a respeito dos impactos de meteoritos na Terra surgiu das distintas propriedades que caracterizam este evento: sua raridade; a imensa energia liberada de maneira concentrada no impacto; os efeitos instantâneos que são verificados; as condições físicas extremas criadas; e as feições únicas de deformação que são originadas, que servem de diagnóstico na confirmação de crateras de impacto terrestres.

A associação de uma possível estrutura a processos de impacto de corpos celestes ocorre se, e somente se, for verificada a presença específica de material meteorítico preservado (extremamente raro para crateras complexas), de anomalias geoquímicas de elementos siderófilos (como Ir e outros metais do grupo da platina) e/ou de feições de metamorfismo de impacto nas rochas (shatter cones) e minerais (PDF – planar deformation features, quartzo diaplético e ocorrência de polimorfos de sílica de alta pressão). Até o presente momento não há outro critério geológico para distinguir estruturas de impacto terrestres de crateras de explosões vulcânicas, intrusões plutônicas e domos salinos (VIEIRA, 2009).

Cones de estilhaçamento (“shatter cones”) são feições estriadas, de formato cônico, que ocorrem geralmente de forma agregada, com dimensões dos cones individuais variando entre poucos centímetros até vários metros; essas estrias irradiam a partir do ápice do cone, abrindo-se em direção a sua base, à maneira de um rabo-de-cavalo. Em geral, estão associados a regimes de pressões de 2 a 10 GPa e se desenvolvem melhor em rochas relativamente homogêneas de granulação fina. O outro tipo mais comum de feição de metamorfismo de impacto são as feições microscópicas de deformação planar (PDF) observadas mais frequentemente nos grãos de quartzo, mas também encontradas em zircões e feldspatos.

2.1 Processo de formação de crateras

O termo “cratera de impacto” é utilizado para designar uma cratera de impacto de **hipervelocidade**, i.e., uma estrutura formada por um projétil cósmico grande e coeso o suficiente para penetrar a atmosfera terrestre com uma desaceleração pequena ou nula, atingindo a superfície com velocidade próxima à sua velocidade cósmica original (FRENCH, 1998). Projéteis menores perdem grande parte de sua velocidade e massa quando atravessam a atmosfera, e criam estruturas muito menores. Já os projéteis responsáveis pela formação destas crateras de impacto de hipervelocidade atingem a superfície com velocidades maiores que a velocidade do som. Neste caso a cratera é formada por intensas **ondas de choque** geradas no ponto de impacto, que irradiam através da rocha-alvo. A formação desta cratera, e a sua imediata modificação devido à ação da gravidade e a mecânica das rochas, é um processo complexo e contínuo, convenientemente dividido em três estágios, cada um deles dominado por diferentes forças e mecanismos (figura 2.1): contato e compressão; ejeção e escavação; e colapso e modificação (FRENCH, 1998).

O primeiro estágio, de contato e compressão (figura 2.1a), ocorre no momento em que o corpo celeste entra em contato com o substrato-alvo. A abrupta desaceleração do corpo celeste no momento do choque transfere uma enorme quantidade de energia cinética para o substrato rochoso atingido em um ínfimo intervalo de tempo, resultando na formação de uma zona de altíssima pressão e temperatura (VIEIRA, 2009). A propagação das ondas de choque criadas no impacto causa a deformação do alvo e origina uma cavidade transiente, diversas vezes maior que o bólido. A passagem destas ondas pelo substrato produz as deformações que os cientistas procuram quando estão analisando as rochas encontradas nos locais de impacto.

O estágio seguinte, de ejeção e escavação (figura 2.1b), é caracterizado pela abertura da cratera transiente devido à interação entre o projétil e o alvo. Após o estágio anterior, o projétil é envolvido por um envelope de ondas de impacto que se expande rapidamente a partir do contato entre o projétil e o alvo (FRENCH, 1998). A reflexão e refração das ondas de impacto produzem ondas de rarefação que causam o intenso fraturamento, estilhaçamento e/ou vaporização da rocha alvo e do projétil impactante. A reflexão das ondas de impacto converte parte da energia inicial da colisão em energia cinética, de modo que diversos tipos de fragmentos dentro da cratera são ejetados a altas velocidades, da ordem de centenas de quilômetros por hora (FRENCH, 1998).

O terceiro e último estágio, de modificação (figura 2.1c), ocorre imediatamente após a cratera transiente ter atingido seu diâmetro máximo e passa a ser modificada em poucos minutos, devido, principalmente, à atração gravitacional e ao comportamento reológico do alvo. No entanto, o processo de modificação também prossegue ao longo do tempo geológico, na forma de movimentação de massa, erosão e sedimentação da cratera (FRENCH, 1998). Em crateras do tipo complexas, é neste estágio que ocorre o soerguimento de um núcleo central, devido à resposta isostática da crosta.

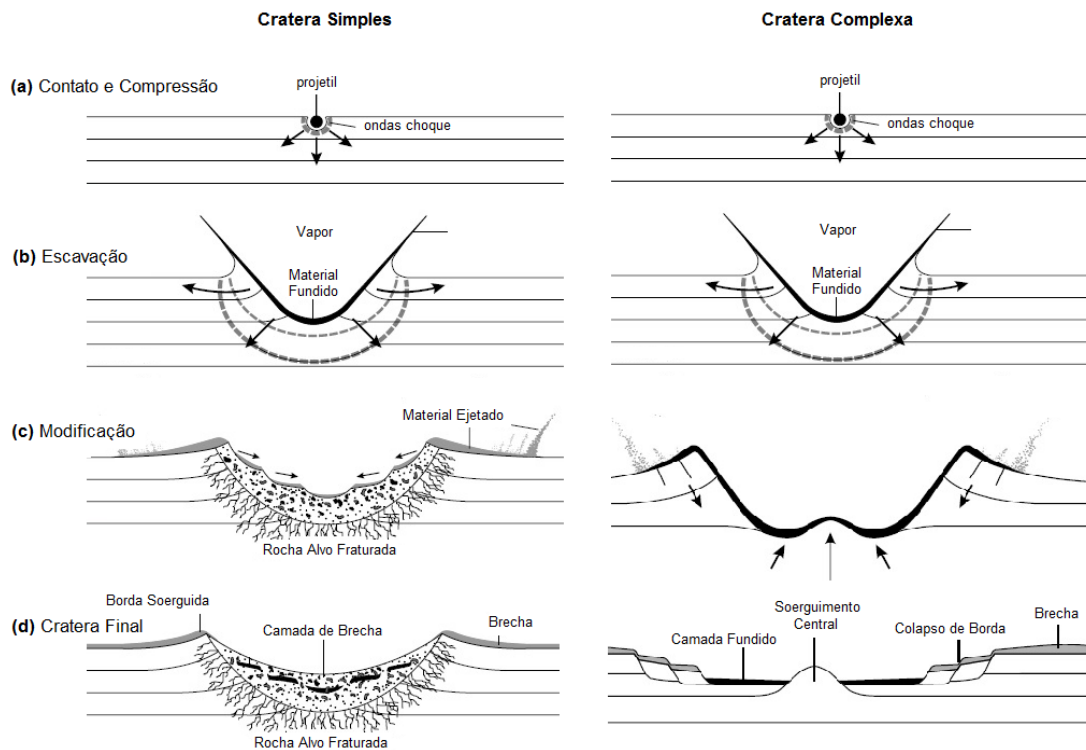


Figura 2.1 – Representação dos estágios de formação de uma cratera de impacto (FRENCH, 1998)

2.2 Morfologia das crateras de impacto

A morfologia das crateras de impacto depende, principalmente, das alterações ocorridas na cratera transiente durante o estágio de modificação. Estas alterações, por sua vez, dependem do tamanho do bólido e da estrutura e propriedades da rocha alvo. Três tipos distintos de estruturas de impacto podem ser formados (figura 2.2): crateras simples, crateras complexas e bacias multi-anelares (FRENCH, 1998).

Crateras simples (figura 2.2a) são as mais comuns, geralmente encontradas em qualquer planeta terrestre, originadas do impacto de um corpo com velocidade de alguns quilômetros por segundo. Possuem formato de tigela, com perfil longitudinal aproximadamente parabólico, e o diâmetro destas é considerado pequeno (de poucos quilômetros). O melhor exemplo deste tipo de cratera é a Barringer crater, ou Meteor crater, localizada no Arizona (EUA), sendo provavelmente a estrutura de impacto mais estudada do nosso planeta, por estar bem exposta e preservada.

Crateras complexas (figura 2.2b) possuem maiores diâmetros quando comparadas com as do tipo simples, chegando a dezenas ou mesmo centenas de quilômetros. Podem ser diferenciadas também com base na sua morfologia interna, caracterizada por terraços de colapso gravitacional na borda e um núcleo central soerguido em relação ao seu assoalho achatado (FRENCH, 1998). A hipótese mais provável sugere que este núcleo central soerguido é formado pela resposta isostática das rochas originalmente localizadas logo abaixo ao assoalho da cratera.

Crateras do tipo bacia multi-anelar (figura 2.2c) são ainda maiores que as complexas, possuindo diâmetros da ordem de até alguns milhares de quilômetros, representando as maiores estruturas de impacto do nosso sistema solar. São formadas pela colisão de corpos celestes de dezenas a centenas de quilômetros de diâmetro, mais comuns no início da formação do sistema solar, quando corpos dessa natureza eram mais abundantes, e colisões desse tipo, mais freqüentes (FRENCH, 1998).



(a)



(b)



(c)

Figura 2.2 – a) Barringer meteor crater, uma cratera simples, com aproximadamente 1 km de diâmetro no estado do Arizona (EUA). b) Cratera Euler, uma cratera lunar complexa, com 25 km de diâmetro. Notar a presença de um núcleo central soerguido e terraços formados por falhas de colapso gravitacional. c) Visão oblíqua da bacia multi-anelar lunar Mare Orientale com 1.160 km de diâmetro. Notar os múltiplos anéis concêntricos em volta do núcleo da estrutura (MELOSH, 1989).

2.3 Nomenclatura das rochas de impacto meteorítico

As diferentes classificações de impactitos propostas ao longo dos anos possuem inconsistências e definições geológicas duvidosas. Atualmente, a União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) possui uma comissão responsável por desenvolver um sistema de classificação confiável.

Para citar a classificação mais aceita atualmente, Stöffler & Grieve (2007) subdividiram as rochas formadas pelo metamorfismo de impacto em três grandes grupos: (i) rochas submetidas a choque (*shocked rock*); (ii) rochas com material fundido por impacto (*impact melt rocks*); (iii)

brechas de impacto (*melt-fragment breccias* e *melt-matrix breccias*).

Um dos tipos de rocha mais comuns em locais que sofreram impacto de meteorito, a brecha de impacto é formada de fragmentos angulosos, de tamanhos diversos, imersos numa matriz mais fina. Estes fragmentos correspondem aos tipos litológicos encontrados nas crateras de impacto. Após serem lançados para o alto no impacto do bólido, eles caem novamente dentro da cratera e sedimentam-se em meio à matriz fina, formando brechas (monomíticas ou polimíticas) de preenchimento de cratera. Outro tipo de brecha de impacto, chamada de suevito, também pode ser formada. O suevito é uma brecha cujo conteúdo de material vítreo é maior do que nas brechas líticas, porém é inferior a 50% em volume. Se este volume for maior que 50%, a rocha passa a ser chamada de *impact melt rock* (rocha com material fundido por impacto).

2.4 Assinatura gravimétrica de crateras de impacto

As informações gravimétricas consideram a mudança de densidade nas rochas próximas à superfície, sendo que anomalias positivas e negativas são associadas, respectivamente, a maiores e menores densidades, com relação a um valor ambiente pré-estabelecido.

O estudo geofísico tem grande implicação nas pesquisas sobre crateras de impacto terrestres, intensamente alteradas na maior parte dos casos. Dados de anomalias gravimétricas podem indicar a dimensão original de crateras muito erodidas, para as quais se tem reduzidos exemplos de impactitos na região do impacto (Ex. ERNSTSON & LAMBERT, 1978). Com aplicação de modelos para anomalias gravimétricas é possível obter um detalhamento em subsuperfície das crateras (ERNSTSON, 1984; IVANOV & STÖFFLER, 2005).

A assinatura geofísica mais evidente em estruturas de impacto é uma anomalia gravimétrica residual, negativa na maior parte das vezes, após a remoção do campo de anomalia gravimétrica regional. Essa anomalia geralmente segue um padrão circular, mas pode ser perturbado pela presença de contrastes de densidade lateral intrínsecos às litologias da região (PILKINGTON & GRIEVE, 1992). Geralmente, o baixo gravimétrico se estende até as bordas da cratera ou um pouco além destas.

A principal causa para estas anomalias é o contraste de densidades induzido pelo brechamento e fraturamento das rochas alvo (PILKINGTON & GRIEVE, 1992). A fragmentação e a redistribuição das litologias alvo no momento da formação da cratera aumenta os níveis de

porosidade nos depósitos de brecha alóctone. Além disso, abaixo destes depósitos, o fraturamento induzido pelas ondas de choque das rochas autóctones ou in situ também aumenta a porosidade e diminui a densidade destas, sendo que as densidades da rocha costumam aumentar com a profundidade das camadas na região da cratera, o que corresponde à diminuição do nível de stress induzido pelo choque com a profundidade. Algumas crateras de impacto, no entanto, não exibem assinaturas gravimétricas tipicamente associadas a este tipo de ambiente, o que dificulta a análise e possíveis conclusões diagnósticas a partir de mapas de anomalia Bouguer.

A distinção morfológica entre crateras simples e complexas não é necessariamente um reflexo de sua anomalia gravimétrica associada. Em crateras simples, é observada uma anomalia negativa circular na forma de tigela, mas para crateras complexas, com maiores diâmetros, o baixo gravimétrico pode dar lugar a um alto gravimétrico central, principalmente com estruturas com mais de 30 quilômetros de diâmetro. Para diâmetros entre 30 e 100 quilômetros, o soerguimento estrutural varia entre 3,5 km e 9,5 km, portanto havendo uma maior probabilidade de material crustal mais denso ser trazido à superfície. Além disso, nestes casos, variações no processo de fraturamento em crateras complexas podem ser importantes, onde um estado de compressão pode ser verificado na porção central da cratera.

Para estruturas com diâmetros menores que 30 quilômetros, a existência de um alto gravimétrico central é determinado pela litologia do alvo antes do impacto. Por exemplo, na cratera do Lago Lappajärvi, na Finlândia, o alto gravimétrico é resultado do soerguimento de gnaisses e granodioritos do pré-cambriano, com maiores densidades que as brechas e rochas sedimentares ao redor deles (ELO, 1976). Contudo, o oposto também pode ser verificado, como no soerguimento central na cratera de Steinheim, na Alemanha, onde se observa a presença de argilitos e arenitos (ERNSTSON, 1984).

A amplitude de anomalias gravimétricas associadas com crateras de impacto aumenta com o diâmetro da cratera, mas outros fatores também podem ser relevantes, como o contraste de densidade entre rochas brechadas e fraturadas ou a profundidade inicial das zonas de brechamento e fraturamento. Outro fator importante é verificado quando se observa crateras formadas em litologia sedimentar ou cristalina, sendo estas últimas as que produzem anomalias mais amplas.

Modelos baseados em dados gravimétricos de crateras de impacto podem ser elaborados com base em formas geométricas básicas (PILKINGTON & GRIEVE, 1992). Alguns fatores, porém,

podem causar certo desvio durante a modelagem em subsuperfície de uma cratera. A separação entre anomalia gravimétrica regional e residual pode gerar dados ambíguos. A distribuição das densidades das rochas-alvo antes do impacto e tectonismo posterior são outras causas para possíveis ambiguidades nos dados. Modelos mais robustos podem ser propostos incorporando dados estruturais observados em campo e fazendo a devida caracterização da cratera como simples ou complexa. Pilkington & Grieve (1992) oferecem algumas relações empíricas úteis para a confecção de tais modelos.

3. A ESTRUTURA DO CERRO DO JARAU

As elevações topográficas que compõem o Cerro do Jarau correspondem a uma das mais distintas feições geomorfológicas no que se refere como os pampas, região que abrange mais de 60% do território do RS, além de todo o território Uruguaio e algumas províncias do norte da Argentina.

Um dos primeiros autores a publicar estudo sobre o local, Grehs (1969) concentrou sua pesquisa na porção central da estrutura. Através da análise de fotografias aéreas, notou a feição morfológica circular e os padrões de drenagem circular e radial, distintos do restante da região. Além disso, observou as elevações em formato de semicírculo que formam o Cerro do Jarau. Caracterizou também a geologia do local e propôs que tal feição se tratava de um domo estrutural, associando a esta possíveis depósitos de hidrocarboneto ou água. Moreira *et al.* (1980), com base em interpretações de imagens de radar do Projeto Radambrasil, adotaram a mesma hipótese e relacionaram este domo com falhas regionais de direção NW, provavelmente associadas a uma intrusão ígnea.

Schuck & Lisboa (1987) e Lisboa *et al.* (1987) reconhecem também com base em imagens aéreas a estrutura dômica na região do arroio Garupá e assinalam a existência de estruturas tectônicas de direções NE e NW. Relacionam o padrão de drenagens e do relevo com estruturas tectônicas e a elevação topográfica dos arenitos a um sistema de falhas, mas citam a possibilidade de se tratar de um astroblema. Em seguida, Schuck & Lisboa (1988) sustentam essa nova hipótese com base na morfologia circular observada, na ocorrência de brechas e mencionam o caráter anômalo da deformação que se verifica no local, porém sem fornecer as evidências necessárias para se comprovar a hipótese.

O contexto geológico da estrutura do Cerro do Jarau ainda possui certa controvérsia com relação aos arenitos encontrados em seu interior. O contexto dos derrames basálticos e a presença da Formação Serra Geral já foi definido nos trabalhos anteriores e pode ser verificado no local, mas a relação dos arenitos que ocorrem no interior da estrutura com a Formação Botucatu ainda é motivo de debate. Todos os trabalhos anteriores até os mais recentes (PHILIPP *et al.*, 2010; CRÓSTA *et al.*, 2010) afirmam que os arenitos encontrados nas elevações topográficas pertencem de fato à Fm. Botucatu, enquanto um trabalho mais recente (SÁNCHEZ, 2014) coloca a origem dos arenitos no local como incerta. Além disso, Lourenço (2007) e Crósta *et al.* (2010)

apresentam parte dos arenitos da porção interior da estrutura como possivelmente pertencentes à Formação Guará, identificada somente nos anos 2000 com os trabalhos de Scherer & Lavina (2005; 2006), enquanto os trabalhos anteriores não fazem esta associação distinta e colocam os arenitos interiores também como pertencentes à Fm. Botucatu.

3.1 Geologia regional

O contexto geológico regional no qual a estrutura do Cerro do Jarau está inserida é o das sequências vulcano-sedimentares que constituem a bacia do Paraná, que abrange uma área total de 1.400.000 quilômetros quadrados da porção centro-ocidental da placa sul-americana. A bacia contém depósitos vulcano-sedimentares não deformados, formados entre o Ordoviciano e o Cretáceo, podendo alcançar espessuras da ordem de 5.000 metros.

Os corpos litológicos encontrados na região podem ser caracterizados no contexto do Grupo São Bento, de idade Jurássico-Cretáceo. Este grupo foi definido anteriormente como as Formações Botucatu e Serra Geral, mas recentemente a Formação Guará também foi relacionada ao mesmo grupo (Scherer & Lavina 2005; 2006).

A figura 3.1 apresenta as unidades aflorantes da Bacia do Paraná no estado do Rio Grande do Sul. A região na qual está localizada o Cerro do Jarau, extremo oeste do estado, apresenta de modo abrangente os derrames da Formação Serra Geral em sua superfície. Se analisarmos o comportamento das unidades aflorantes ao longo de uma linha oeste-leste a partir do município de Quaraí, observa-se que depois da área dos derrames, estas seguem a ordem estratigráfica proposta por Scherer & Lavina (2005), das Formações mais recentes (Botucatu, Guará) às mais antigas (Itararé, Guará, Passa Dois), até aflorarem os corpos do embasamento cristalino.

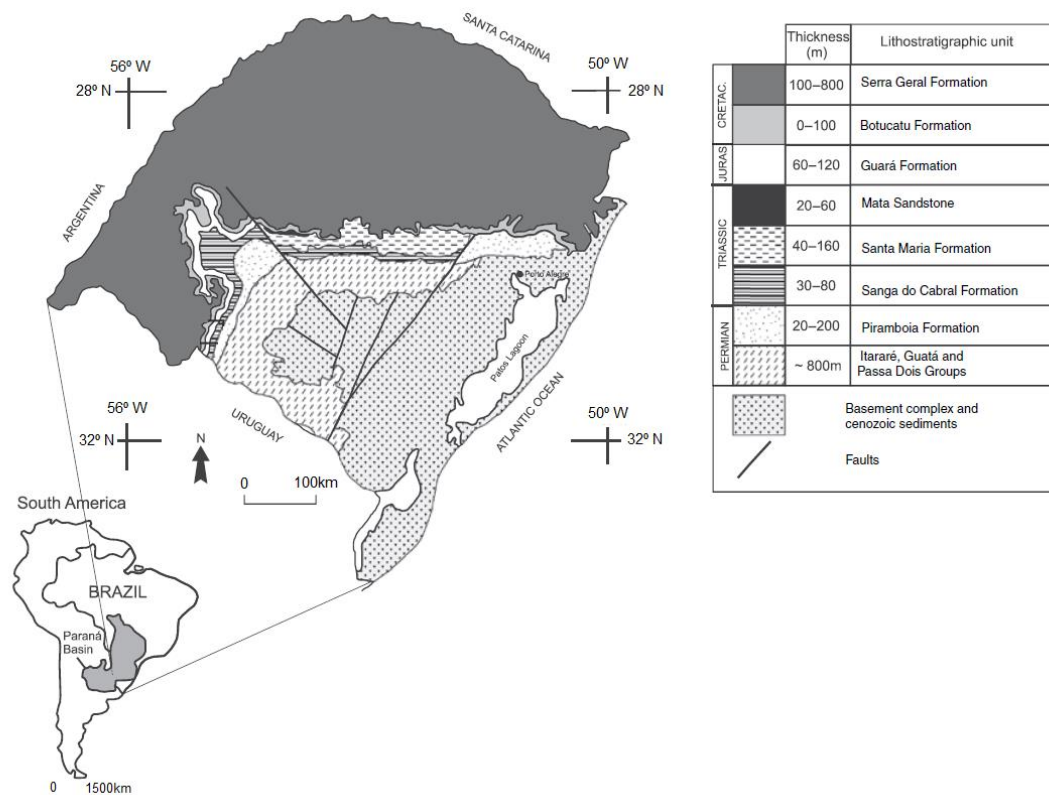


Figura 3.1 – Mapa geológico das unidades litoestratigráficas (Mesozóico e Permiano) da bacia do Paraná no RS (SCHERER & LAVINA, 2005).

As unidades de interesse para este trabalho estão todas inseridas no Grupo São Bento, composto pelas Formações Serra Geral, Botucatu e Guará. No estado do RS, este grupo ocupa área superior a 150000 km², e possui espessura máxima de 1020 metros, sendo limitado por desconformidades tanto no topo quanto na base.

O registro sedimentar de idade Jurássico-Cretácea da bacia do Paraná no RS inclui as Formações Guará e Botucatu. A Fm. Guará é uma unidade aflorante na porção oeste do estado do RS, limitada ao norte por um sistema de falha de direção NW (SCHERER & LAVINA, 2005). Possui uma espessura média de 70 metros, porém altamente variável. Sua composição varia de acordo com a região onde aflora: ao norte é caracterizada por arenitos grossos e siltitos, representando o produto de um sistema fluvial entrelaçado; ao sul, a fácies fluvial fica mais fina e dá lugar a arenitos eólicos de granulação média a fina (SCHERER & LAVINA, 2005). A Fm. Guará possui limites discordantes em sua base (Formação Sanga do Cabral, depósitos fluviais) e em seu topo (Formação Botucatu, depósitos eólicos). Além disso, indícios de pegadas fósseis

sugerem uma idade Jurássico-superior e correlação com a formação Taquarembó, no Uruguai (SCHERER & LAVINA, 2006).

A Formação Botucatu aflora nas margens da bacia do Paraná, incluindo áreas no Brasil, Uruguai e Argentina. Também se trata de uma unidade de espessura muito variável, podendo atingir 100 metros em algumas áreas e sendo completamente ausente em outras. Esta unidade é recoberta por um espesso pacote de rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral de idade Cretáceo inferior, mas em algumas localidades estes derrames vulcânicos estão depositados diretamente sobre rochas Triássicas. Trata-se de uma formação composta em grande parte por arenitos de granulação fina a média, com estratificações cruzadas de grande porte relacionadas a amplas dunas eólicas (SCHERER & LAVINA, 2006). É comum encontrar intercalações entre estas rochas e derrames vulcânicos, indicando que a deposição por processos eólicos permaneceu ativa durante os episódios de vulcanismo (SCHERER, 2002). Estudos de datação das rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral (TURNER *et al.*, 1994) forneceram uma idade de 132 Ma, indicando uma importante referência cronológica para o fim do processo de sedimentação da Fm. Botucatu.

O rompimento do supercontinente Gondwana na transição entre o Jurássico e o Cretáceo (marcando a abertura do Oceano Atlântico Sul) originou um amplo vulcanismo continental na bacia do Paraná. Esses derrames originaram as sequências pertencentes à Formação Serra Geral, unidade litoestratigráfica mais recente da região, com extensos fluxos de lava e intrusões ígneas que cobriram aproximadamente 75% da superfície de toda a bacia e atingindo profundidades de até dois quilômetros, apesar de não exceder 100 metros na região de estudo. 90% do volume destas rochas ígneas são de composição básica, e os outros 10% são rochas de composição intermediária á ácida (PEATE *et al.*, 1992; PEATE & HAWKESWORTH, 1996). As rochas desta unidade, portanto, se caracterizam de maneira bimodal – basaltos e basaltos andesíticos de filiação tholeiítica, superpostos a riolitos e riodacitos (LOURENÇO 2007), classificadas de acordo com suas características isotópicas e químicas em até nove fácies distintas (WILDNER *et al.*, 2003). Quatro a cinco derrames vulcânicos, pertencentes à fácies Alegrete, são identificados na região do Cerro do Jarau, identificados por uma textura microgranular típica e pela presença de autobrechas nas zonas de transição entre diferentes derrames. O Cerro do Jarau está localizado nessa província ígnea, na porção sul da bacia.

3.2 Geologia local

No interior do Cerro do Jarau, Crósta et al. (2010) fizeram a identificação de seis tipos diferentes de rochas, sendo três destes associados com unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná mencionadas anteriormente: arenitos fluviais relacionados à Fm. Guará; arenitos eólicos da Fm. Botucatu; e basaltos da Fm. Serra Geral. O restante dos tipos encontrados é classificado como brecha: duas delas do tipo monomítica e uma do tipo polimítica.

O mapa geológico desenvolvido por Lourenço (2007) é mostrado na figura 3.2. Nota-se que as três unidades litoestratigráficas apresentam um padrão de anéis concêntricos, com a Fm. Guará (mais antiga) no centro, circundada pela Fm. Botucatu, e então pela Fm. Serra Geral. Este padrão sugere que a parte central foi soerguida, expondo unidades mais antigas e formando uma janela estratigráfica/estrutural (CRÓSTA *et al.*, 2010). As brechas encontradas não configuram um posicionamento espacial definido no mapa geológico, sendo encontradas apenas amostras esparsas dentro das unidades estratigráficas mapeadas.

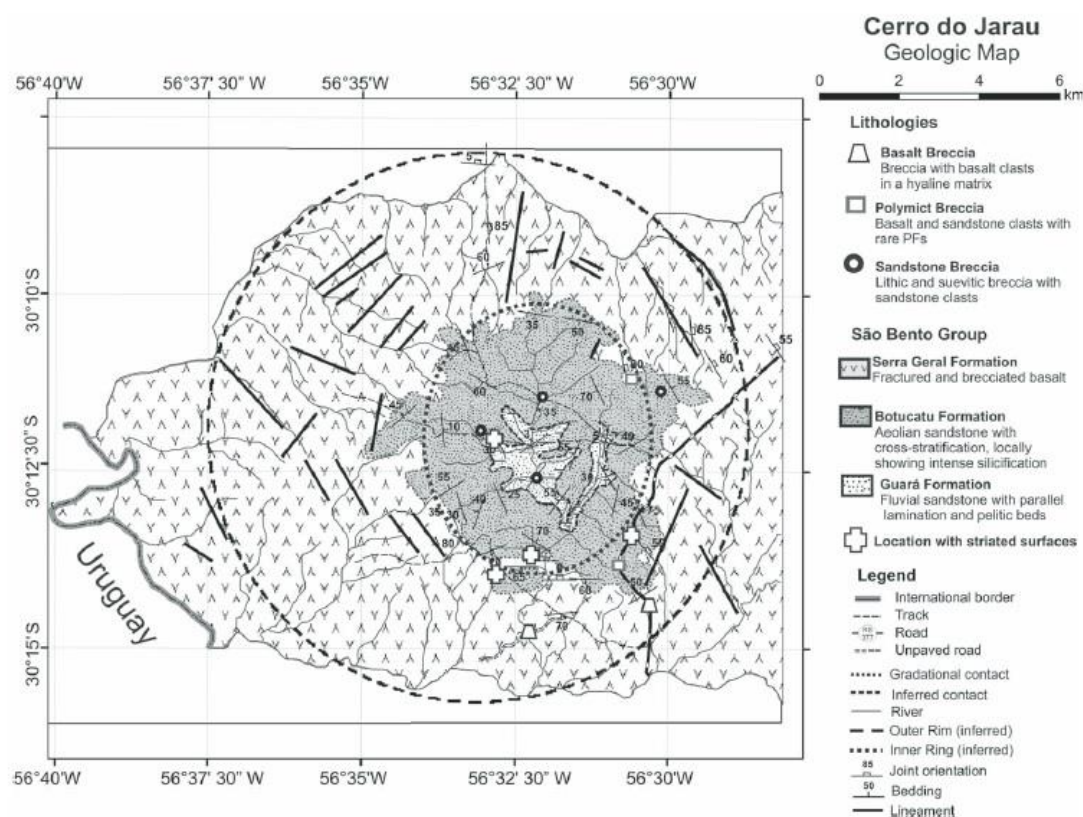


Figura 3.2 – Mapa geológico da estrutura do Cerro do Jarau (LOURENÇO, 2007).

Arenitos caracterizados como pertencentes à Fm. Guará (CRÓSTA *et al*, 2010) afloram nas regiões central e sul da estrutura, basicamente seguindo o padrão do arroio Nhanduvaí. Estes são de granulação fina a média, com cores variando entre branco e róseo, além de laminação paralela típica de ambiente fluvial. Camadas pelíticas também são encontradas. Em alguns locais, mais ao sul, estes arenitos são encontrados diretamente em contato com basaltos da Fm. Serra Geral. Já o contato com a Fm. Botucatu foi inferido, devido à falta de afloramentos sobre uma possível zona de contato.

Os arenitos da Fm. Botucatu afloram numa área de formato anelar, em torno do centro da estrutura e circundando os arenitos da Fm. Guará. Estes possuem granulação média a grossa, coloração variando entre amarelo e branco, sendo comum encontrar estratificações cruzada e planar de grande porte. Verifica-se um intenso grau de silicificação destes arenitos na grande maioria dos afloramentos, uma feição que não se observa em nenhum outro afloramento da mesma unidade estratigráfica fora da estrutura. Esta é responsável por sua resistência à erosão e consequentemente pela formação das cristas elevadas em forma de anel que caracterizam o Cerro do Jarau, na porção centro-nordeste da estrutura (CRÓSTA *et. al.*, 2010). Os blocos areníticos são descontínuos, geralmente cortados por falhas e juntas exibindo padrão radial e anelar, e formam um padrão elíptico com um diâmetro de 6,5km por 5,2km no centro da estrutura. Acamamentos areníticos mostram um mergulho entre 50° e 60°, predominantemente direcionados pra fora da estrutura, mas com alguns exemplos de mergulhos para o centro.

Uma inversão estratigráfica é mencionada por Crósta *et al.* (2010) na porção nordeste da estrutura, local com as maiores elevações, onde podem ser observados os arenitos da Fm. Botucatu cobrindo basaltos da Fm. Serra Geral. Em outro ponto na RS-377, estas unidades estão em contato tectônico, posicionadas lado a lado. Normalmente, o que se espera é um contato transicional, com intercalações entre as duas unidades. Além disso, amostras do arenito Botucatu na estrutura mostram indícios de deformação dútil, o que não se observa nos mesmos arenitos que afloram na Bacia do Paraná, com exceção dos arenitos Botucatu de duas crateras de impacto confirmadas: Vargeão e Vista Alegre (CRÓSTA *et al*, 2004; CRÓSTA *et al*, 2006).

Os basaltos da Fm. Serra Geral circundam os arenitos Botucatu, formando o anel exterior e se estendendo até a borda da estrutura e além, constituindo cerca de 70% da área do local (CRÓSTA *et al.*, 2010). Blocos de basalto também estão presentes no anel interior, em contato tectônico com arenitos Guará e brechas, além da inversão estratigráfica. Observações de campo

(LOURENÇO, 2007) estimam a presença de pelo menos três fluxos de lava diferentes na estrutura, cada um com profundidade média de 20 metros. Estes são predominantemente horizontais, mostrando intenso faturamento e juntas, coloração cinza, e granulação variando entre afanítico e fanerítico. Feições de degaseificação são observadas no topo de cada fluxo, e autobrechas vulcanoclásticas são comuns (CRÓSTA *et al.*, 2010).

Dois tipos de brechas monomíticas são encontradas na estrutura: a de arenito e a de basalto. A brecha de arenito está distribuída em diferentes locais do Cerro do Jarau, sempre como lentes que dificilmente passam de alguns poucos metros – foi observada nos domínios dos arenitos Guará e Botucatu, próximo ao contato entre o arenito Botucatu e basaltos da Fm. Serra Geral, ao longo do arroio Nhanduvaí, e até no topo das elevações do Jarau (CRÓSTA *et al.*, 2010). A brecha de basalto ocorre apenas em duas localidades, na porção sul da estrutura. Ela se assemelha as autobrechas vulcanoclásticas encontradas entre os fluxos basálticos, mas pode ser diferenciada por exibir um padrão incomum de clastos angulares e matriz clástica, enquanto as brechas vulcânicas possuem uma mistura de clastos angulares e arredondados em uma matriz basáltica, além de exibirem a feição de degaseificação característica (CRÓSTA *et al.*, 2010). A brecha polimítica, contendo tanto fragmentos de arenito quanto de basalto, foi encontrada em duas localidades distintas na estrutura. Foi em amostras desse tipo de brecha que foram encontradas as feições planares (PFs) típicas de rochas deformadas por impacto, mas que não se configura como uma feição diagnóstica. Nos três tipos de brechas descritos verifica-se que as amostras estão deformadas e possuem fragmentos vítreos (CRÓSTA *et al.*, 2010).

Os arenitos e basaltos do Grupo São Bento não são afetados por eventos tectônicos ou de deformação local em nenhum outro lugar nessa porção da Bacia do Paraná. No Cerro do Jarau, no entanto, os acamamentos areníticos se encontram inclinados com ângulos de mergulho de até 75°, e suas rochas exibem graus variados de deformação, constituindo uma feição atípica no contexto tectônico e na sequência estratigráfica desta região da Bacia do Paraná.

Num estudo mais recente da área, Sanchez (2014) interpretou a geologia local sem associar os arenitos observados na estrutura com a estratigrafia regional, propondo que estes estão posicionados acima dos basaltos da Fm. Serra Geral, e não abaixo como descrito nos trabalhos anteriores. O mapa geológico (figura 3.3) e os dados estruturais indicam que as unidades mapeadas definem uma bacia e não um domo. As possibilidades de arenitos intertrapa e deposição clástica pós-Serra Geral são mencionadas; no entanto, a estrutura do Cerro do Jarau é

interpretada pela autora como a porção basal de uma cratera de impacto com padrões que não se ajustam aos modelos de formação de cratera simples ou complexa.

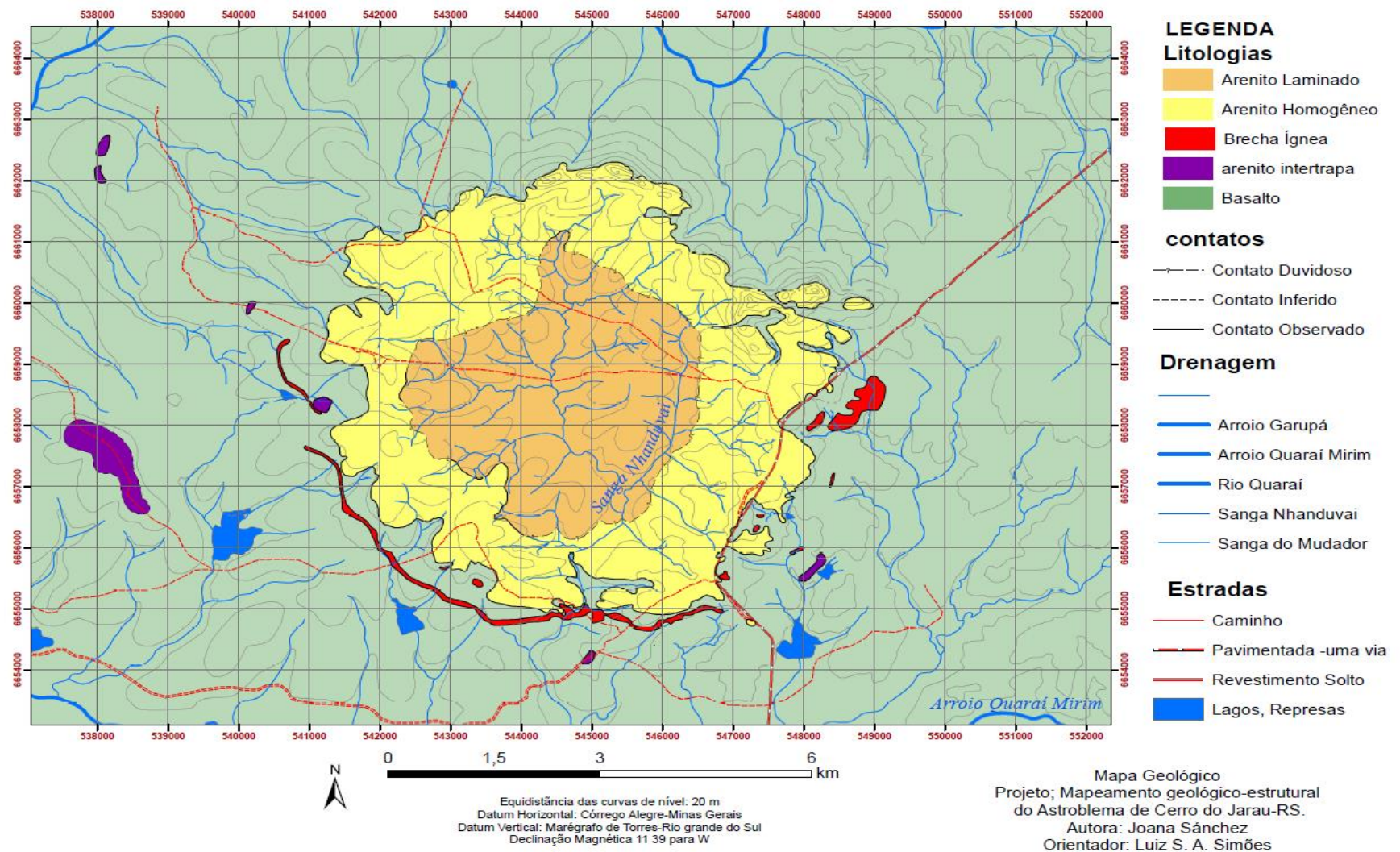


Figura 3.3 – Mapa geológico da estrutura do Cerro do Jarau proposto por Sánchez (2014).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 O método gravimétrico

Levantamentos geofísicos são importantes para a descoberta de novas crateras de impacto, principalmente na Terra, onde suas feições superficiais quase sempre estão alteradas. O impacto de meteoritos é responsável por mudanças consideráveis nas rochas abaixo da superfície atingida, e esta alteração pode ser visualizada com base em diversos métodos geofísicos.

Os dois métodos mais utilizados para este fim são a gravimetria e a magnetometria. Estes são frequentemente agrupados como métodos potenciais de análise geofísica, porém algumas diferenças devem ser reforçadas. A gravidade é uma propriedade intrínseca da massa, enquanto o magnetismo da matéria depende de outros fatores, como campos indutores e/ou a orientação dos domínios magnéticos. Variações de densidade são relativamente pequenas e os efeitos gravitacionais de massas localizadas são pequenos se comparados ao efeito do campo terrestre, enquanto anomalias magnéticas com frequência são enormes comparando-se com o campo geomagnético. Além disso, o magnetismo apresenta variação temporal; o campo gravitacional é constante em relação ao tempo (ignorando os ciclos do efeito de maré) e apresenta correções mais complexas do que outros métodos geofísicos.

4.2 Aquisição dos dados gravimétricos

Os dados gravimétricos foram obtidos através de atividades realizadas durante quinze dias de trabalho de campo na região do Cerro do Jarau, aproximadamente 25 km distantes do município de Quaraí. A cratera possui um diâmetro de aproximadamente treze quilômetros (CRÓSTA *et al.*, 2010) e apenas uma estrada asfaltada que passa através de sua borda leste (BR-377), portanto era essencial que as medidas fossem feitas ao longo de estradas vicinais de terra para evitar terrenos mais acidentados e conseguir o maior número possível de medidas. 445 pontos foram realizados (figura 4.1), a maior parte coletada nestas estradas com uma distância de aproximadamente 200 metros entre os pontos.

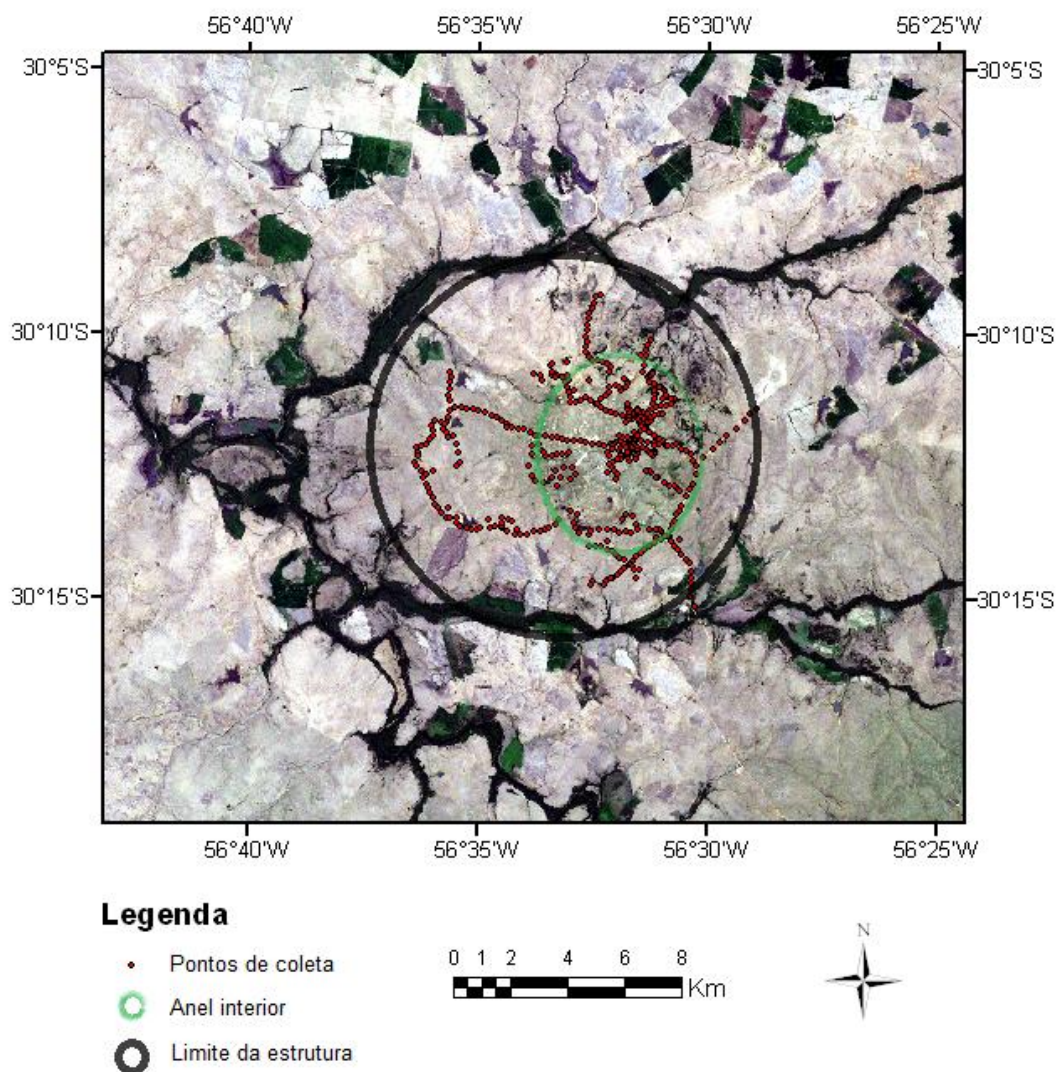


Figura 4.1. Imagem Landsat ETM+ da estrutura do Cerro do Jarau (bandas R1 G2 B3). Os pontos vermelhos indicam as posições dos dados coletados.

Para as medições de aceleração de gravidade foi utilizado o gravímetro *CG-5 AUTOGRAV*, da empresa *Scintrex* (Ontario, Canadá). Trata-se de um gravímetro diferencial eletrônico e portátil, com resolução padrão de $1\mu\text{Gal}$, e desvio padrão menor que $5\mu\text{Gal}$. O elemento sensorial deste gravímetro é baseado em uma mola acoplada a uma massa de prova composta sistema de molas de quartzo fundido. A força gravitacional exercida na massa de prova é balanceada pela mola e por uma força eletrostática restauradora. O equipamento fornece uma medida do deslocamento da massa de prova até a sua posição de equilíbrio, sendo esse deslocamento proporcional à variação da aceleração da gravidade em relação a um valor de referência.

Além disso, devido à necessidade de se obter dados de altitude confiáveis para serem utilizados com os dados de gravimetria, foi utilizado também o GPS o da marca Trimble, modelo *Pathfinder ProXT Receiver*. Trata-se de um receptor/antena de dados de GPS de alta precisão e consistência, e os dados são coletados pelo terminal portátil *Trimble Recon* no qual as leituras são armazenadas automaticamente. A conexão entre os dois é feita via tecnologia *Bluetooth*. Depois de processados para correção diferencial, os dados possuem precisão de até 50 centímetros.

Como os dados fornecidos pelo gravímetro são diferenciais, os valores absolutos de aceleração gravitacional (g) devem ser calculados a partir de uma estação de referência na qual g é conhecido. No caso deste estudo, foi utilizada uma estação gravimétrica do IBGE localizada no município de Quaraí, onde as campanhas diárias eram iniciadas e fechadas, com o objetivo adicional de corrigir a deriva dinâmica (variação temporal de g).

4.3 Processamento dos dados gravimétricos

Após as atividades de campo, são realizadas as atividades de processamento dos dados obtidos. Para processar os dados de gravimetria, as operações matemáticas são relativamente simples. Para cada ponto de medida, é feita a seleção da melhor leitura usando como critério o menor desvio-padrão. Após a determinação da deriva dinâmica, por interpolação linear entre os valores de abertura e fechamento de cada linha, é feita a remoção desta deriva dos valores dos pontos. Depois é feito o cálculo do valor de aceleração de gravidade (g) teórico sobre o modelo elipsoidal WGS84, e este índice g também é removido dos valores dos pontos. Finalmente, realiza-se o cálculo das correções ar-livre e Bouguer, e adicionam-se estas correções aos valores dos pontos (TELFORD, 1990).

Após o processamento básico, os dados foram interpolados em uma malha regular utilizando um algoritmo de curvatura mínima. A malha regular permite a elaboração de mapas de anomalias Bouguer para posterior interpretação. Os dados podem ser trabalhados de maneira a evidenciar anomalias específicas, remover tendências para excluir interferências regionais ou fazer estimativas de profundidade, por exemplo.

Parte importante da pesquisa está na utilização do software *VOXI Earth Modelling*, também da *Geosoft*. Trata-se de um software que aplica algoritmos de inversão geofísica e fornece ferramentas para criar modelos tridimensionais de propriedade física da rocha com base em dados

gravimétricos ou magnetométricos. O *VOXI* é baseado no programa GRAV3D (GRAV3D, 2013), desenvolvido pela UBC-GIF (University of British Columbia Geophysical Inversion Facility). A formulação dos problemas de inversão é apresentada em Li & Oldenburg (1998).

A componente vertical do campo gravitacional produzido pela densidade $\rho(x, y, z)$ é dada pela fórmula

$$g_z(\mathbf{r}_o) = \gamma \int_V \rho(\mathbf{r}) \frac{z - z_o}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_o|^3} dv, \quad (1)$$

onde $\mathbf{r}_o = (x_o; y_o; z_o)$ é o vetor que denota o local de observação e $\mathbf{r} = (x, y, z)$ o local da fonte. V é o volume da massa anômala e γ a constante gravitacional.

Considere-se um conjunto de dados de anomalia $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T$ e o contraste de densidade das células no modelo como $\mathbf{\rho} = (\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_M)^T$. Os dois são relacionados pela matriz de sensibilidade,

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{\rho}. \quad (2)$$

O problema de inversão é formulado como um problema de otimização onde uma função global objetiva, Φ , é minimizada quando submetida aos parâmetros da matriz de sensibilidade. A função objetiva global consiste de duas componentes: uma função objetiva modelo, Φ_m , e uma função de dados com desvio, Φ_d , tal que

$$\begin{aligned} \min \Phi &= \Phi_d + \beta \Phi_m \\ \rho_l &\leq \rho \leq \rho_u, \end{aligned} \quad (3)$$

onde β é um parâmetro de troca que controla a importância relativa da suavidade do modelo através da função objetiva modelo e da função de dados com desvio.

As principais características dos algoritmos envolvidos são: (i) permite incorporação de pesos em função da distância entre a posição da fonte e a posição da medida; (ii) as soluções podem ser tridimensionalmente suaves e/ou próximas de um modelo de referência; (iii) podem ser estabelecidos limites superiores e inferiores para o contraste da propriedade física em questão; (iv) o problema de armazenamento de grandes matrizes de inversão é resolvido utilizando compressão por wavelet (LI & OLDENBURG, 2003).

4.4 Medição da densidade de amostras coletadas

Diversas amostras de arenito, basalto e brecha coletadas durante as atividades de campo tiveram seus valores de densidade mensurados. A etapa de medição é realizada com base no Princípio de Arquimedes, que define a atuação da força de empuxo vertical quando mergulha-se um corpo em um líquido.

São utilizados para esta medição uma balança de precisão, um béquer, fios de cobre e água destilada. O procedimento funciona da seguinte maneira: primeiro são realizadas medidas de massa de todas as amostras secas. Em seguida posiciona-se na balança um béquer com água destilada e anota-se a sua massa. Então cada amostra seca medida anteriormente é amarrada a um fio de cobre e mergulhada na água sem encostar-se ao béquer, obtendo-se a massa do volume deslocado pela amostra. Partindo destes dados é possível obter o valor de densidade das amostras (os detalhes teóricos e os dados obtidos podem ser consultados no Apêndice A).

Estas medições são utilizadas na discussão dos modelos tridimensionais, onde os valores de densidade associados às rochas abaixo da superfície são comparados com os dados de densidade obtidos das amostras.

5. RESULTADOS

A seguir são apresentados os resultados obtidos com os dados coletados em campo. A figura 5.1 apresenta os dados de altitude obtidos com o GPS, os quais foram utilizados no cálculo das anomalias gravimétricas.

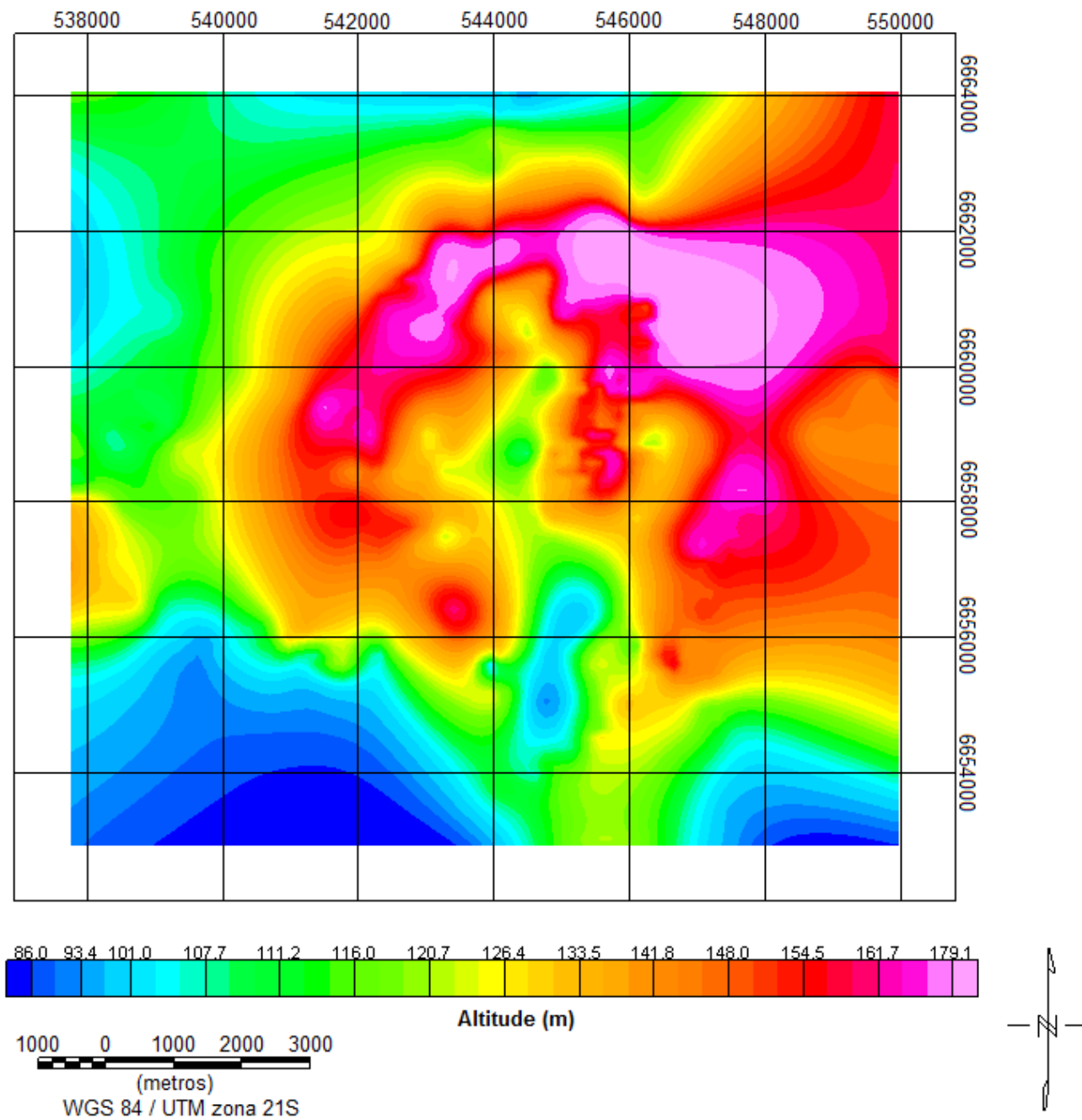


Figura 5.1 – Mapa de elevação obtido com os pontos coletados no GPS no Cerro do Jarau.

A figura 5.2 apresenta o mapa de anomalias gravimétricas obtido após a correção dos dados coletados. A figura 5.3 apresenta o mapa de anomalias gravimétricas após a remoção de uma tendência linear com base num polinômio de grau 1, com o objetivo de remover possíveis influências no caráter gravimétrico regional - foram testadas remoções com outros parâmetros. A princípio imaginou-se que existia uma tendência regional, mas com a remoção nota-se que as anomalias não alteram de maneira significativa.

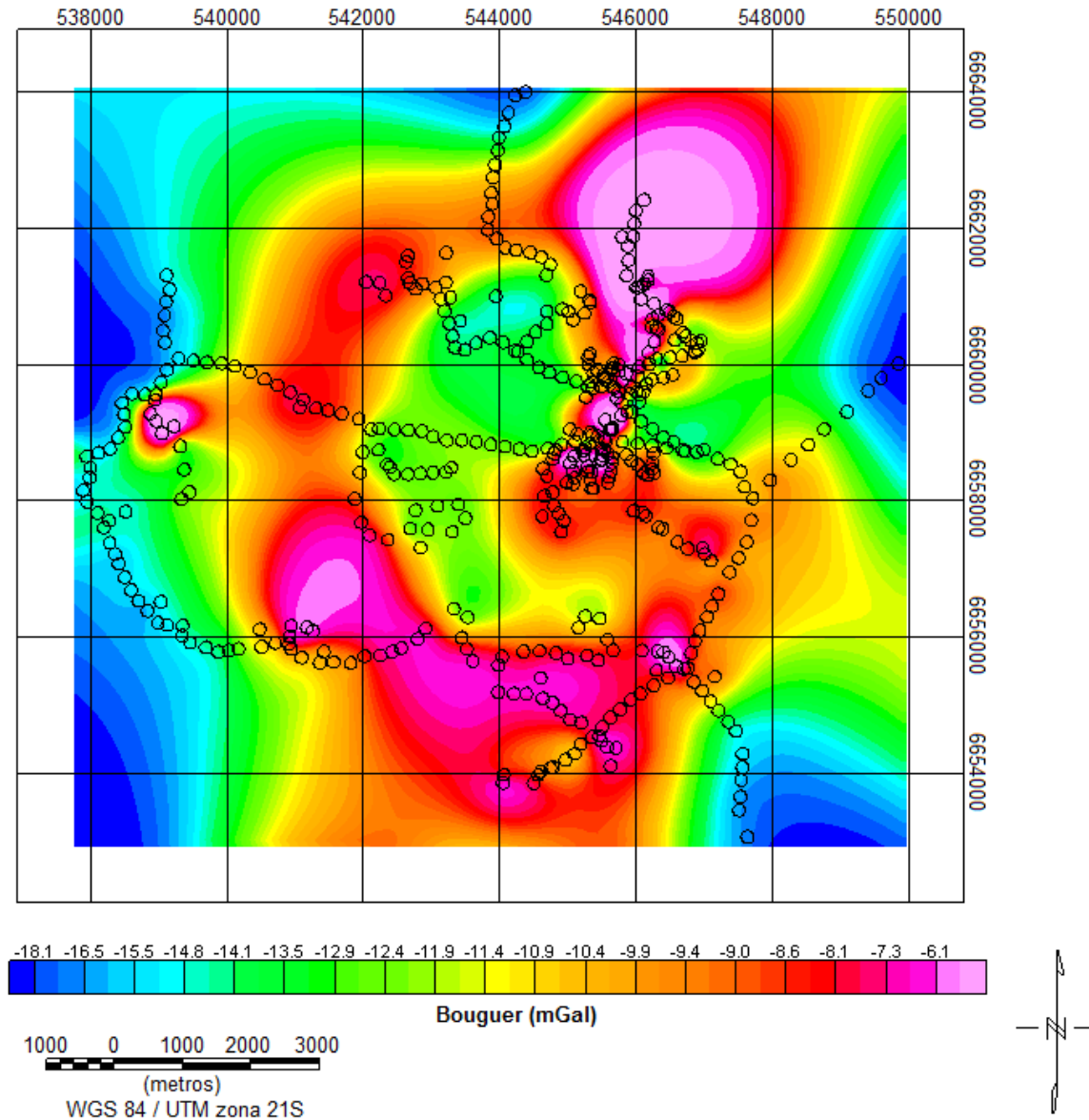


Figura 5.2 – Mapa de anomalias Bouguer. Os pontos de coleta estão marcados no mapa.

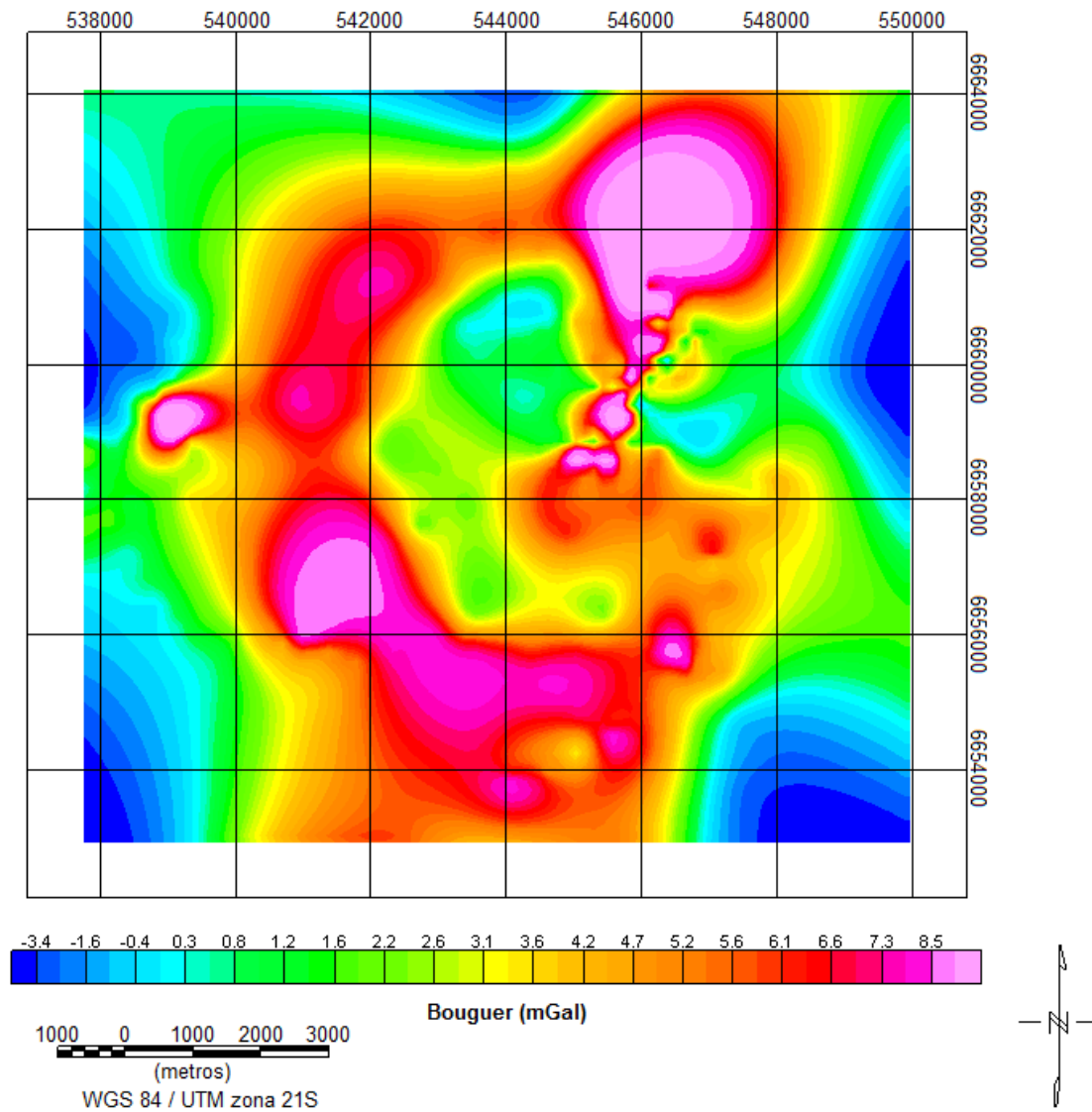


Figura 5.3 – Mapa de anomalia Bouguer residual.

O mapa de anomalias gravimétricas obtido (figura 5.3) possui uma variedade de feições distintas. Destacam-se o padrão circular positivo que circunda a porção interior da estrutura, com valores menores de anomalia Bouguer; e a intensa e ampla anomalia positiva na porção NE da estrutura, que se estende até o centro porém ficando mais estreita.

A seguir foram realizadas inversões com base nas informações da malha de anomalias gravimétricas após a remoção do regional. A subsuperfície foi dividida em blocos de dimensões 80m em X; 80m em Y; 40m em Z. Para cada bloco, o processo de inversão calcula um valor de contraste de densidade. A este valor é somado o valor da densidade utilizada na correção Bouguer ($2,67 \text{ g/cm}^3$). As figuras 5.4 e 5.5 mostram os blocos de maior densidade e menor densidade, respectivamente, para dois ângulos diferentes. Esses valores foram extraídos do modelo de densidades obtido pela inversão que melhor se ajustou às anomalias observadas. A inversão compreendeu toda a área da estrutura em um único processamento.

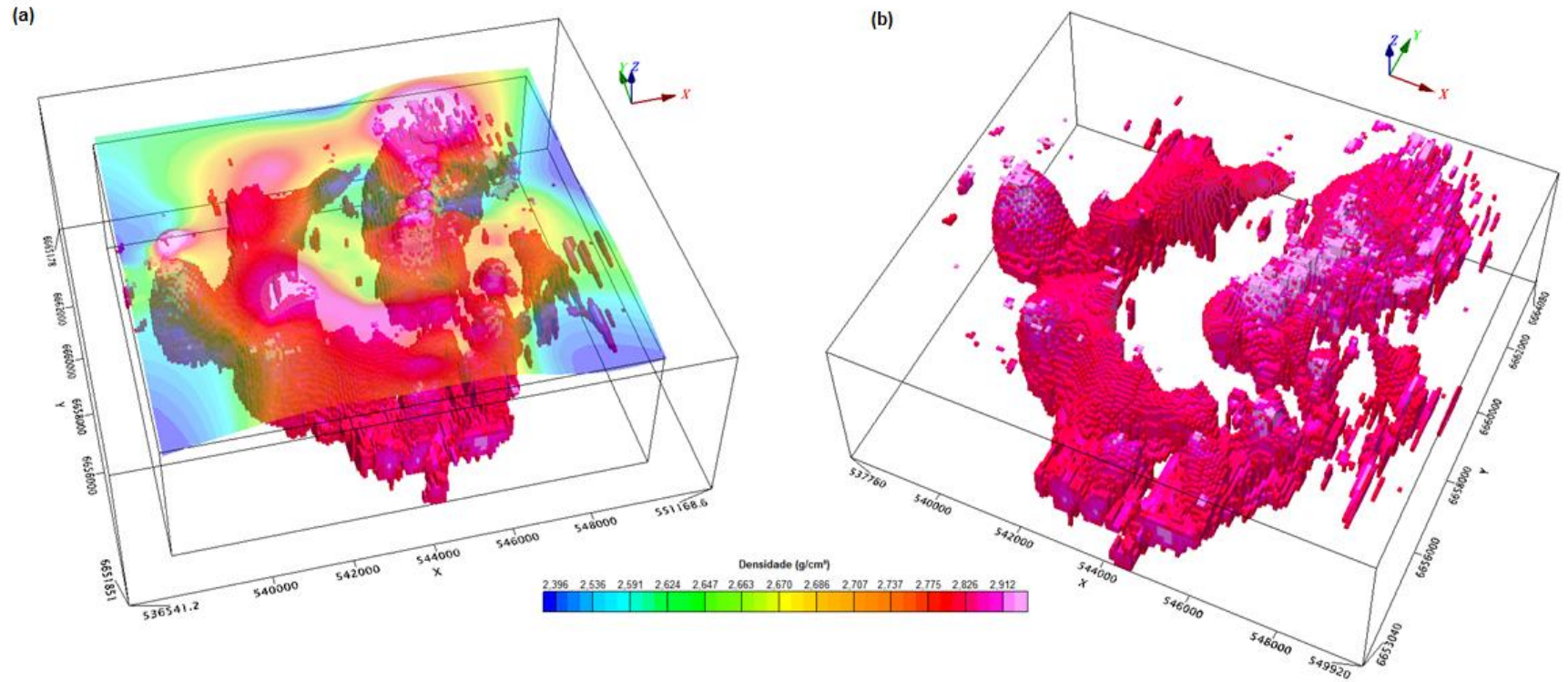


Figura 5.4 – a) Comparação entre a anomalia observada e a representação dos blocos de maior densidade da inversão. b) Representação tridimensional exibindo os blocos de maior densidade da inversão.

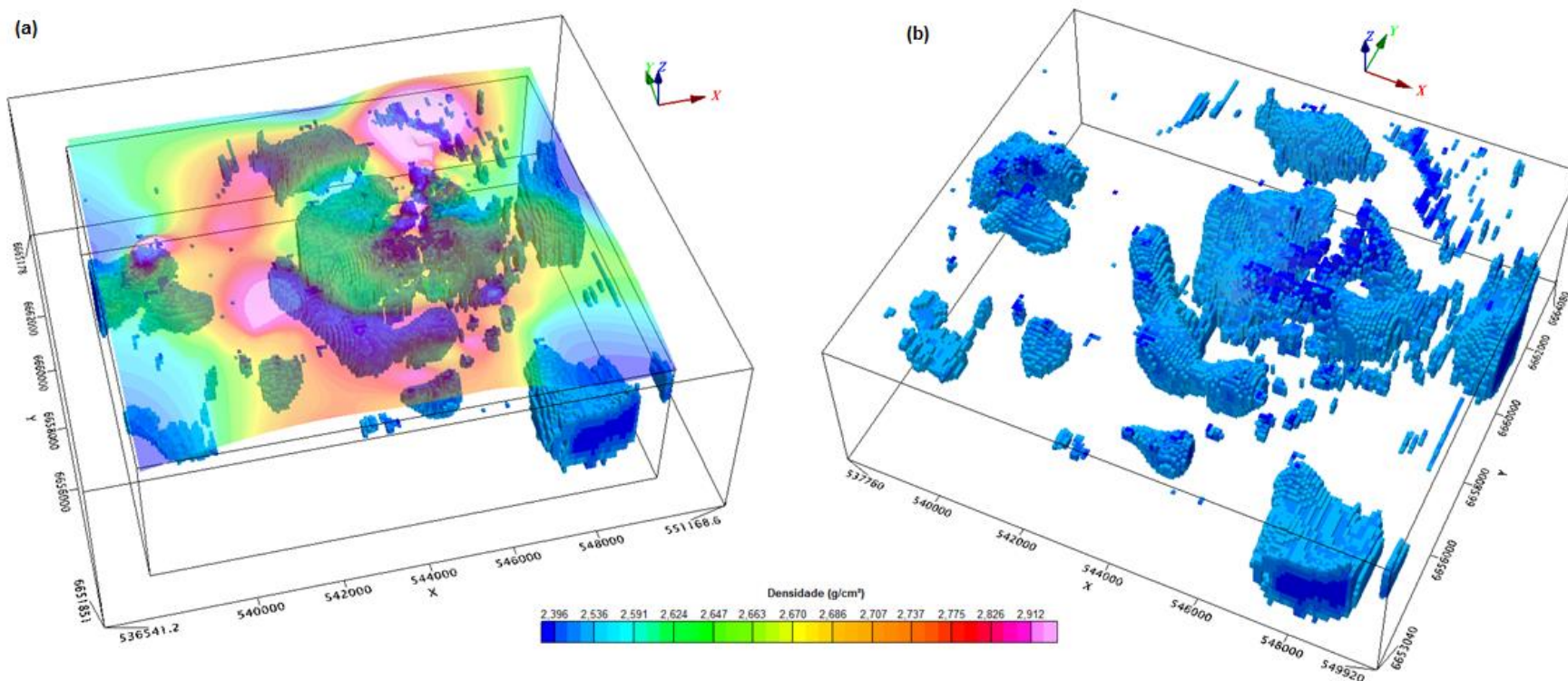


Figura 5.5 – a) Comparação entre a anomalia observada e a representação dos blocos de menor densidade da inversão. b) Representação tridimensional exibindo os blocos de menor densidade da inversão

Os blocos de cores mais quentes (rosa, vermelho) representam unidades de maior densidade. Estes blocos (observados na figura 5.4) exibem a disposição em subsuperfície dos corpos rochosos responsáveis pelas anomalias positivas observadas nas figuras 5.2 e 5.3 (padrão circular positivo e a intensa anomalia na porção NE).

Os blocos de cores mais frias (azul escuro, azul claro) representam unidades menos densas. Na figura 5.5 é possível observar como a disposição dos blocos de menor densidade abaixo da superfície caracterizam as anomalias Bouguer de menor intensidade na porção interior da estrutura.

Para melhorar a resolução dos nossos modelos, foram testadas inversões dividindo a região em quatro partes iguais, com alguma sobreposição entre elas. Desta forma, esses modelos apresentam maior suavidade espacial. As figuras 5.6 e 5.7 mostram o resultado obtido, seguindo a mesma representação apresentada nas figuras 5.4 e 5.5.

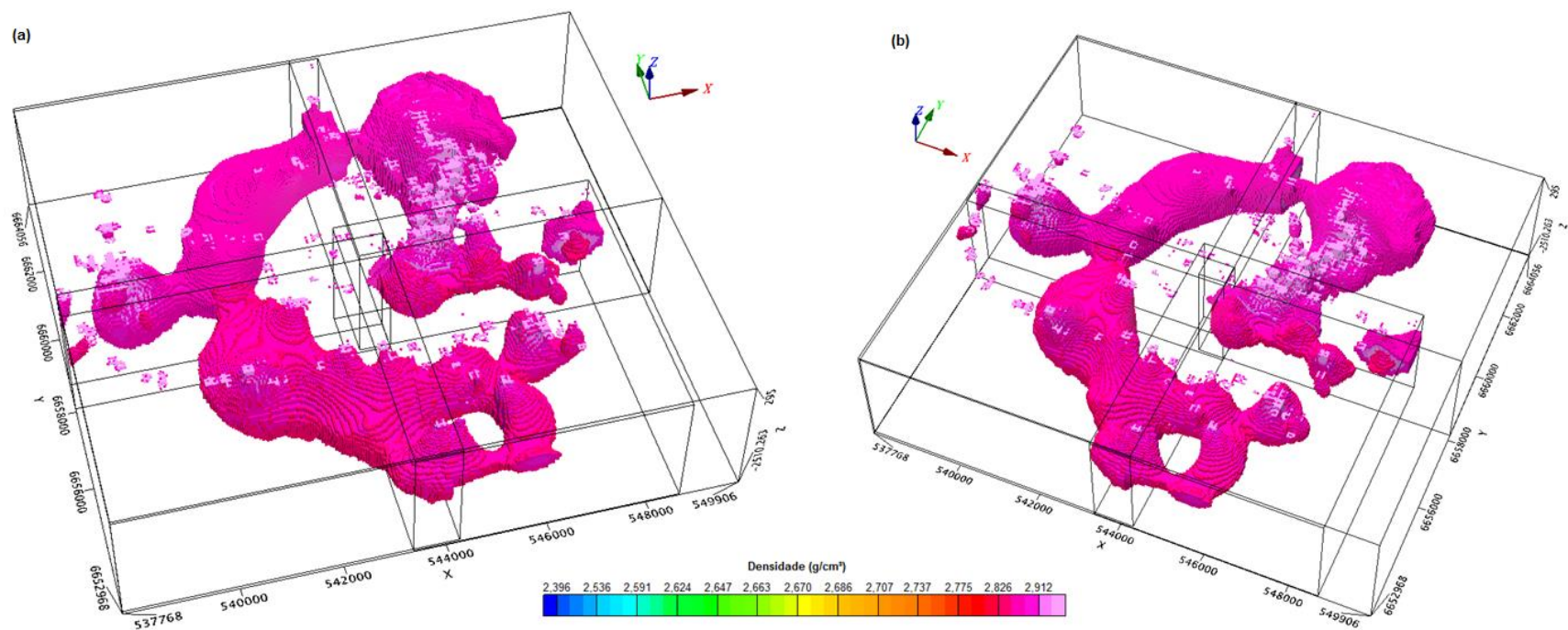


Figura 5.6 – Representação tridimensional setorizada (4x) exibindo os blocos de maior densidade da inversão.

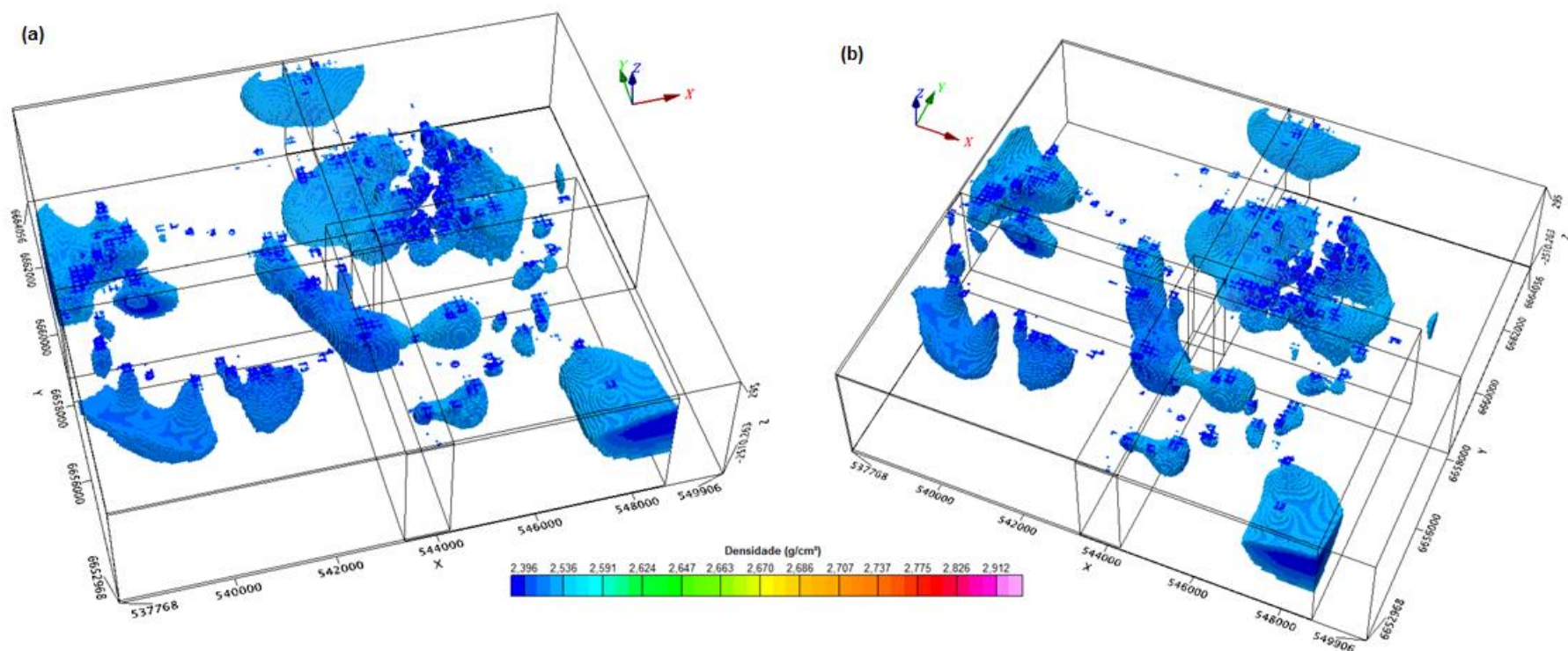


Figura 5.7 – Representação tridimensional setorizada (4x) exibindo os blocos de menor densidade da inversão.

Percebe-se nas figuras 5.6 e 5.7 que a representação dos corpos rochosos em subsuperfície está mais evidente e com curvas mais suavizadas devido ao menor tamanho dos blocos que os representam. As dimensões dos blocos em subsuperfície na divisão ficaram: 42m em X; 42m em Y; e 21m em Z.

Uma malha de anomalia Bouguer é calculada a partir do modelo de densidades obtido pela inversão, para efeito de comparação com a malha de anomalia Bouguer obtida diretamente dos dados coletados em campo. Percebe-se na figura 5.8 que o mapa de anomalia calculado é similar ao mapa de anomalia observado a partir dos dados: a grande maioria dos valores de desvio é praticamente nulo.

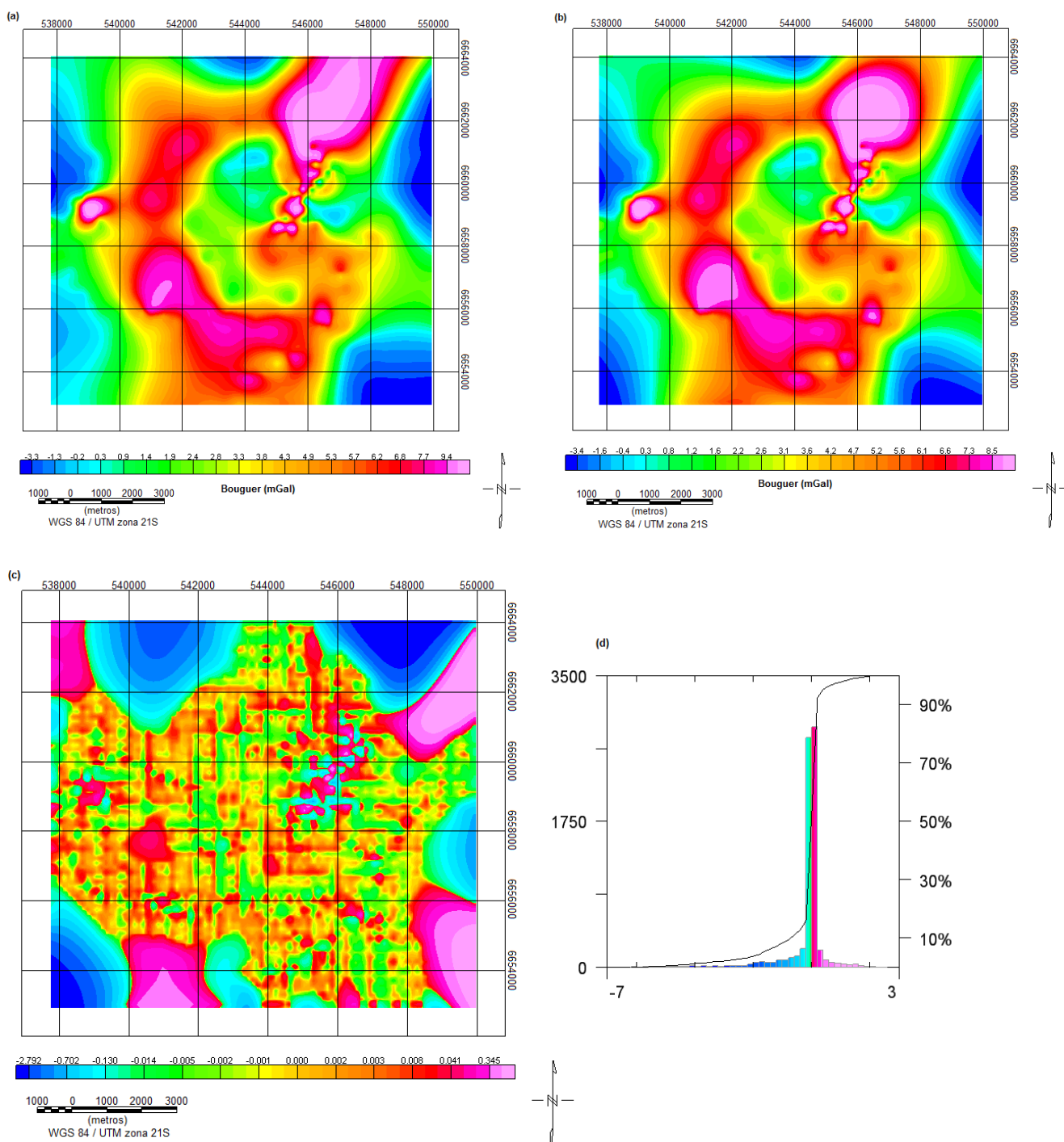


Figura 5.8 – a) Grid de anomalia calculado após o processo de inversão. b) Grid de anomalia residual como mostrado na figura 5.3. c) Grid mostrando os valores de desvio entre o grid de anomalias observado (b) e calculado (a). d) Histograma do grid de desvio.

6. DISCUSSÃO

As anomalias gravimétricas observadas são de difícil interpretação dentro de apenas um evento geológico, sendo necessário considerar uma série de fatores para compreender a resposta gravimétrica da estrutura do Cerro do Jarau.

A etapa de remoção do campo gravimétrico regional envolveu uma série de passos realizados em busca do método que originasse a melhor resposta. Observou-se durante esta análise que a utilização de parâmetros diferentes na remoção do campo regional não alterava de maneira significativa a imagem de anomalias original, sugerindo que o campo gravimétrico regional não seria expressivo no local de estudo.

O padrão circular positivo (anel de cor vermelha-rosa na figura 5.3) ao redor de valores menores de anomalia Bouguer no suposto centro da estrutura (maior porção das áreas verdes, figura 5.3) pode ser avaliada como originada em evento de impacto meteorítico, configurando uma feição gravimétrica compatível para uma estrutura de impacto. Esta anomalia circular possui entre 9 e 10 km de diâmetro, enquanto a porção interior com valores de anomalia menores possui diâmetro de aproximadamente 5 km. Estes diâmetros poderiam ajudar na determinação dos limites da borda e da porção central soerguida da estrutura, respectivamente. A extensão N-S é um pouco maior que a W-E em ambos os limites propostos, uma característica também apontada em Crósta *et al.* (2010).

A figura 6.1 fornece uma comparação entre o mapa de anomalias gravimétricas e o mapa geológico proposto por Sánchez (2014). Deve ser observado primeiramente que o limite entre a formação arenítica no centro e o outro tipo arenítico que o cerca está somente inferido devido a falta de afloramentos que poderiam ajudar esta delimitação, observando-se o mesmo problema no caso dos limites entre as formações Guará e Botucatu no mapa geológico proposto por Lourenço (2007).

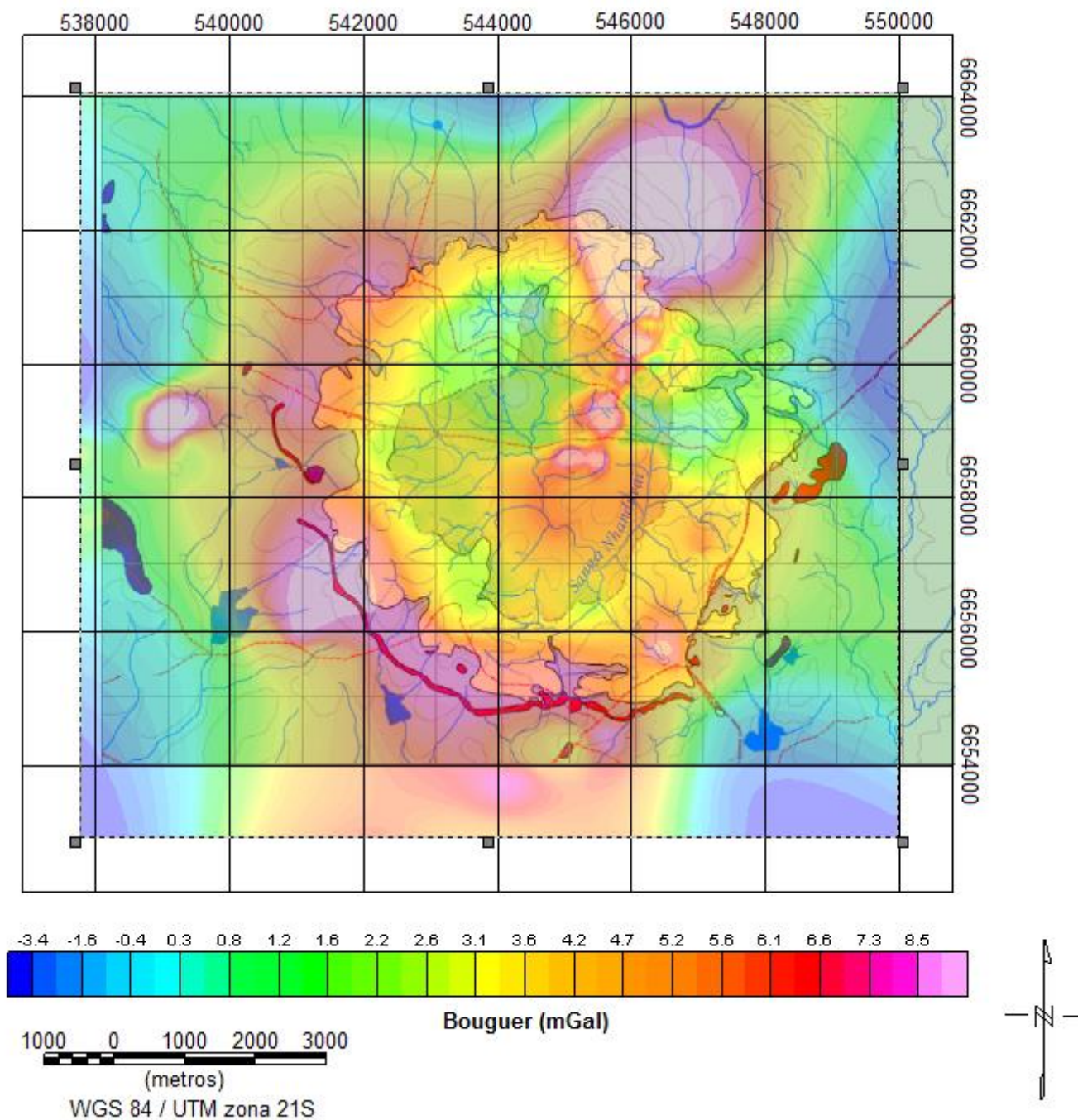


Figura 6.1 – Comparação do mapa geológico (Fig. 3.3; Sánchez (2014)) com o mapa de anomalias gravimétricas (65% de transparência).

A disposição das unidades geológicas na superfície possui alguns pontos correlacionáveis às anomalias gravimétricas obtidas. A anomalia negativa no centro é ligeiramente maior do que o domínio da unidade de arenito laminado do mapa de Sánchez (2014), e a anomalia circular positiva começa a se expressar no domínio do arenito homogêneo, se estendendo para a região de unidades basálticas. Valores de densidade maiores já são esperados para a unidade basáltica, mas baseado nos valores de densidade calculados para amostras de rocha da estrutura (ver Apêndice A para a tabela), é sugerida a presença de basaltos da Fm. Serra Geral abaixo dos corpos de arenito silicificado (os que formam as elevações topográficas na estrutura), sendo esta transição expressada na anomalia circular positiva observada.

O padrão gravimétrico circular positivo ao redor do suposto centro da estrutura – o anel de cor vermelho-rosa que só não fecha pela presença de outras anomalias na porção NE (figura 5.3) - se assemelha ao padrão gravimétrico encontrado nas estruturas de Vargeão e Vista Alegre (FERREIRA, 2013), crateras de impacto brasileiras próximas ao Cerro do Jarau, de dimensões parecidas e também formadas sobre as rochas vulcânicas da formação Serra Geral. A anomalia esperada nestas localidades, de acordo com os modelos de formação de cratera aceitos atualmente (FRENCH, 1998) é um baixo gravimétrico central, com uma progressão de valores maiores, porém ainda negativos, até a borda da estrutura, onde se verificaria um aumento dos níveis de densidade da rocha. Argumenta-se que o fraturamento das rochas abaixo do local de impacto seria o responsável por este padrão, e que a progressiva diminuição do nível de fraturamento da rocha original se estenderia até a borda.

O que se verifica no caso específico das crateras brasileiras formadas sobre terreno basáltico (figura 6.2) é que existem anomalias gravimétricas negativas em suas porções centrais, mas estes valores aumentam significativamente ainda na porção interna da estrutura, antes de atingir a borda. O modelo atualmente aceito de formação de crateras complexas (FRENCH, 1998) prevê uma elevação de estratos mais antigos no centro da estrutura. O baixo gravimétrico central, nos casos de Vargeão e Vista Alegre, é reforçado pelo soerguimento de rochas areníticas, de menor densidade (FERREIRA, 2013). A transição da porção central com material arenítico soerguido para uma região com predominância de rochas vulcânicas, mesmo que fraturadas, constitui um aumento considerável dos níveis de densidade da rocha, explicando o alto gravimétrico que se verifica ainda no interior da estrutura.

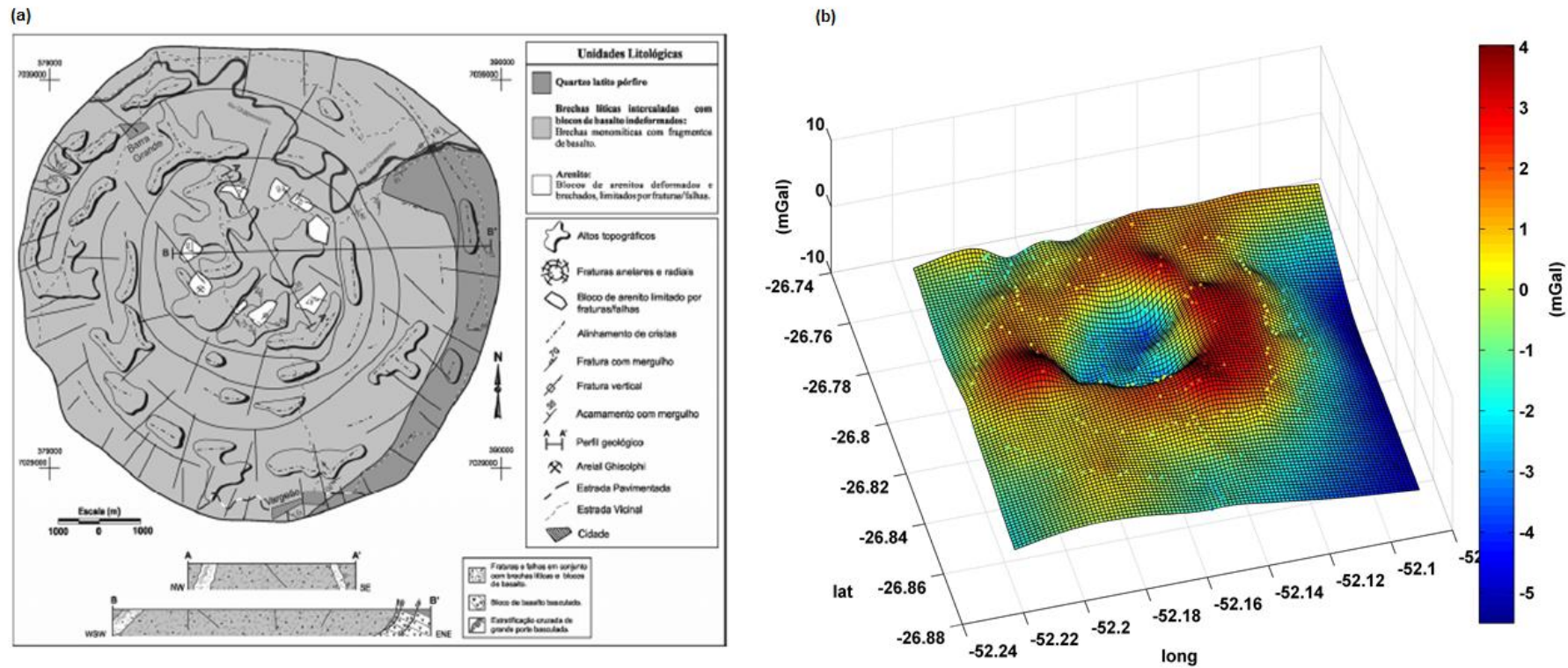


Figura 6.2 – a) Mapa geológico simplificado da cratera de Vargeão (VIEIRA, 2009). b) Mapa de anomalia Bouguer sobre a cratera de Vargeão (GIACOMINI, 2013).

Apesar das características gravimétricas semelhantes, deve ser notado que a camada de basalto no Cerro do Jarau é consideravelmente mais delgada que nas estruturas de Vargeão e Vista Alegre, portanto as condições pós-impacto e os efeitos erosivos podem definir outra configuração para explicar as anomalias Bouguer no Cerro do Jarau. A análise desta estrutura fica ainda mais complicada devido à presença de um alto gravimétrico localizado na porção nordeste da estrutura que se estende até o seu centro (figura 5.3). Esta anomalia aparenta fazer parte de uma tendência linear de orientação NE-SW, parcialmente interrompida pela presença da anomalia circular mencionada anteriormente.

Considerando apenas as crateras de impacto terrestres, podem ser encontrados exemplos de estruturas que, quando analisadas sob a ótica gravimétrica, apresentam mapas que também precisam de processos geológicos distintos para explicar como essas anomalias se manifestam.

O Lago Wanapitei, localizado em Ontario (Canadá), é resultado de um impacto meteorítico ocorrido há cerca de 37 milhões de anos atrás. Trata-se de uma cratera formada em rocha cristalina (metassedimentares supracrustais), o que dificulta sua identificação quando comparada aquelas formadas em rochas sedimentares: alvos estratificados fornecem melhores evidências geológicas de impacto. Esta estrutura de sete quilômetros de diâmetro possui em seu contexto geológico regional um enxame de diques com idade de 1200 milhões de anos, auxiliando a compreensão de sua subsuperfície com base em estudos magnéticos (L'HEUREUX *et al*, 2005). A figura 6.3 mostra o mapa atualizado de anomalias gravimétricas da cratera (UGALDE *et al*, 2006), onde se observa que não se trata de uma anomalia circular típica de crateras de impacto. Os autores explicam que a tendência N-S observada na imagem se relaciona a uma zona de falhas regional que possivelmente passou por épocas de reativação anteriores ao evento de impacto (entre 2,2 e 1,9 Ga).

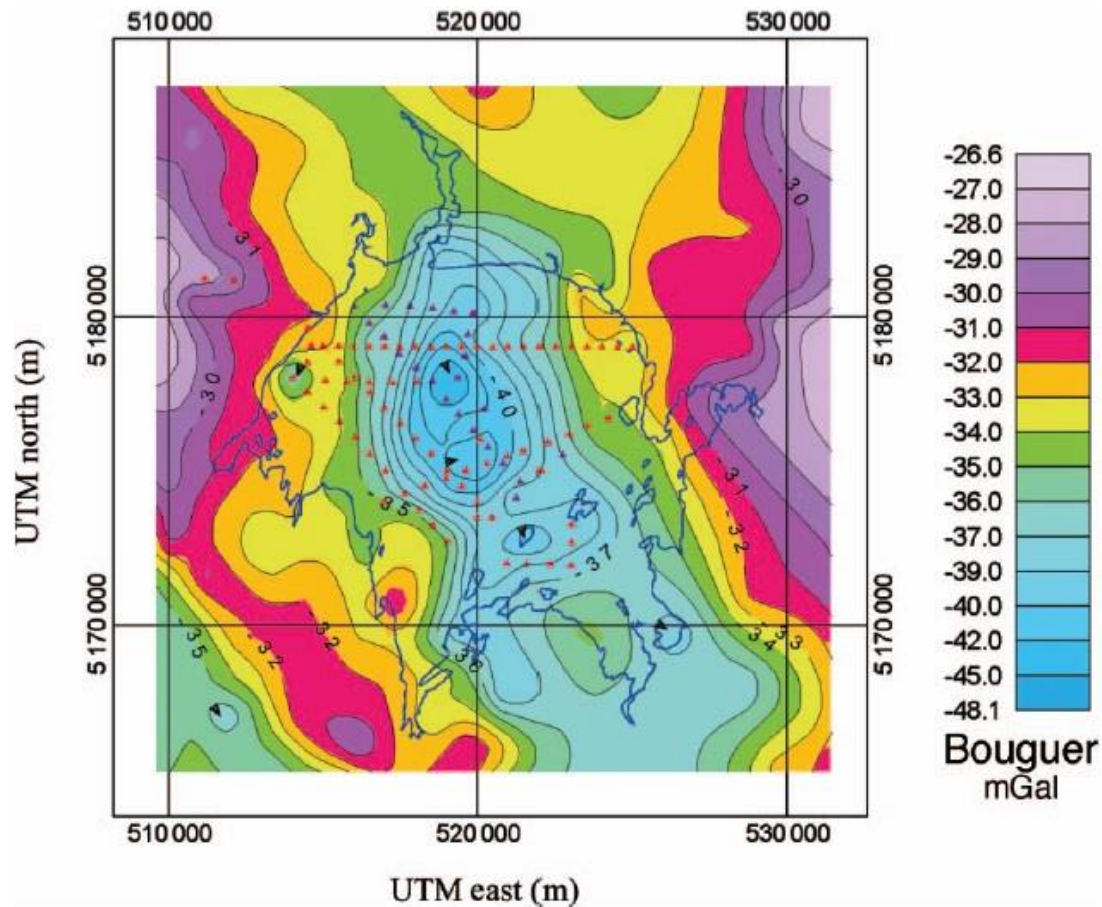


Figura 6.3 – Mapa de anomalia Bouguer sobre o lago Wanapitei (UGALDE *et al.* 2006)

A estrutura de impacto de Lappajärvi, na Finlândia, é uma das quase trinta crateras identificadas no Escudo Báltico do norte europeu, e também conta com um lago de mesmo nome no local de impacto. A cratera complexa de 23 quilômetros de diâmetro possui um contexto geológico diverso, com litologias variando entre granitos pegmatíticos, granodioritos, micaxistos, anfibolitos, arenitos e siltitos. Elo *et al.* (1992), em pesquisa gravimétrica realizada na estrutura, indicam uma anomalia circular negativa de aproximadamente 10 mGal de amplitude e 17 km de diâmetro (fig 6.4). As feições irregulares observadas na imagem, principalmente a feição na porção NW, foram associadas a blocos do assoalho rochoso falhados de maneira diferencial e a contrastes de densidade lateral entre os diversos tipos de rochas originadas no impacto.

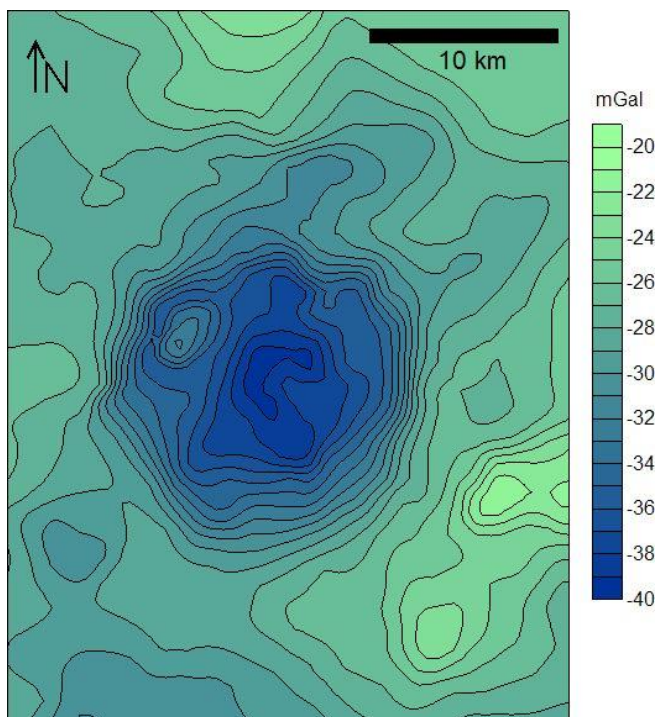


Figura 6.4 – Mapa de anomalia Bouguer da estrutura de Lappajärvi (Modificado do Serviço Geológico da Finlândia, Departamento de Geofísica, 1976).

Além destas duas estruturas mencionadas, outras duas crateras com anomalias gravimétricas distintas podem ser utilizadas para comparação de contextos geológicos distintos, embora estas últimas possuam diâmetros muito maiores que as outras mencionadas. Uma delas é a estrutura de Manicouagan, no Canadá. Trata-se de uma cratera de cerca de 100 km de diâmetro formada sobre rochas cristalinas (metagabros, meta-anortositos e gnaisses), uma das mais estudadas nesse tipo de alvo no planeta. Esta já foi interpretada como uma estrutura análoga a bacias multi-anelares encontradas na Lua, mas posteriormente foi adotado um modelo de modificações endogenéticas pós-impacto, envolvendo a intrusão de um corpo magmático tabular e de diques associados ao mesmo evento (ORPHAL & SCHULTZ, 1978; GRIEVE & HEAD, 1983). O mapa de anomalias da fig. 6.5 ilustra como essas modificações posteriores podem alterar a configuração gravimétrica inicial de uma estrutura de impacto. A outra é a cratera de Popigai, na Rússia. Também com cerca de 100 km de diâmetro, sua anomalia gravimétrica associada possui mais de 30 mGal, uma das maiores comparadas a outras crateras terrestres. As discontinuidades nessa estrutura são explicadas com base em diferenças regionais de densidade das rochas cristalinas no local (MASAITIS *et al*, 2005).

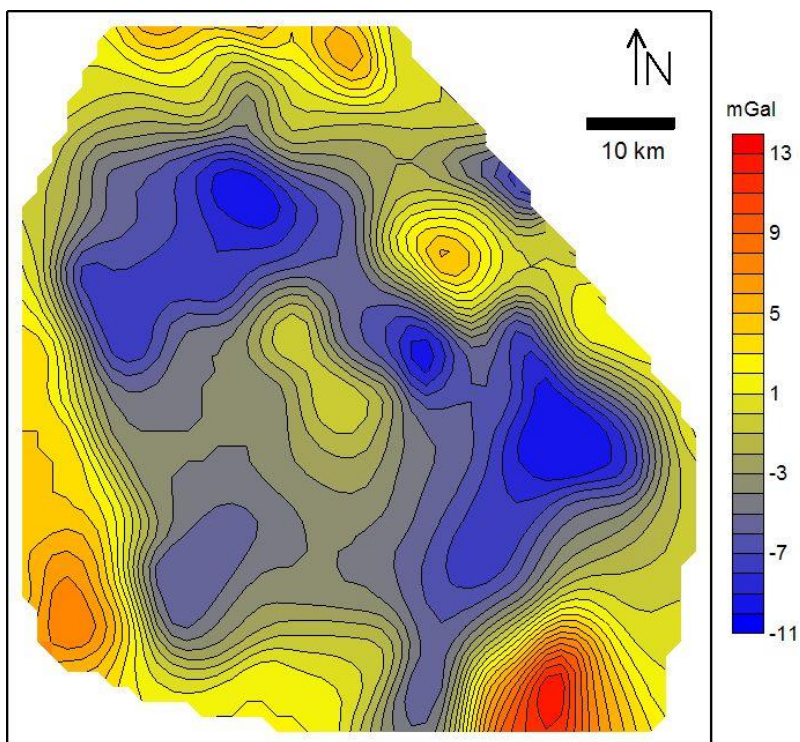


Figura 6.5 – Mapa de anomalia Bouguer da estrutura de Manicouagan (SWEENEY, 1978)

Os modelos tridimensionais desenvolvidos mostram como as rochas abaixo da superfície estão distribuídas com base na determinação de um valor de densidade aos corpos rochosos para representar o mapa de anomalia gravimétrica obtida para a área. O produto final é razoavelmente preciso: blocos de alta densidade e profundidade crustal rasa (até 2,5 km) formam o padrão positivo circular e o alto gravimétrico na porção NE que se estende até o centro da estrutura, enquanto blocos de menor densidade preenchem a área central da estrutura (figuras 5.4 a 5.11).

Estes padrões são facilmente visualizados quando perfis são extraídos dos modelos tridimensionais (figura 6.6), fornecendo uma visão única da disposição dos corpos rochosos abaixo da superfície.

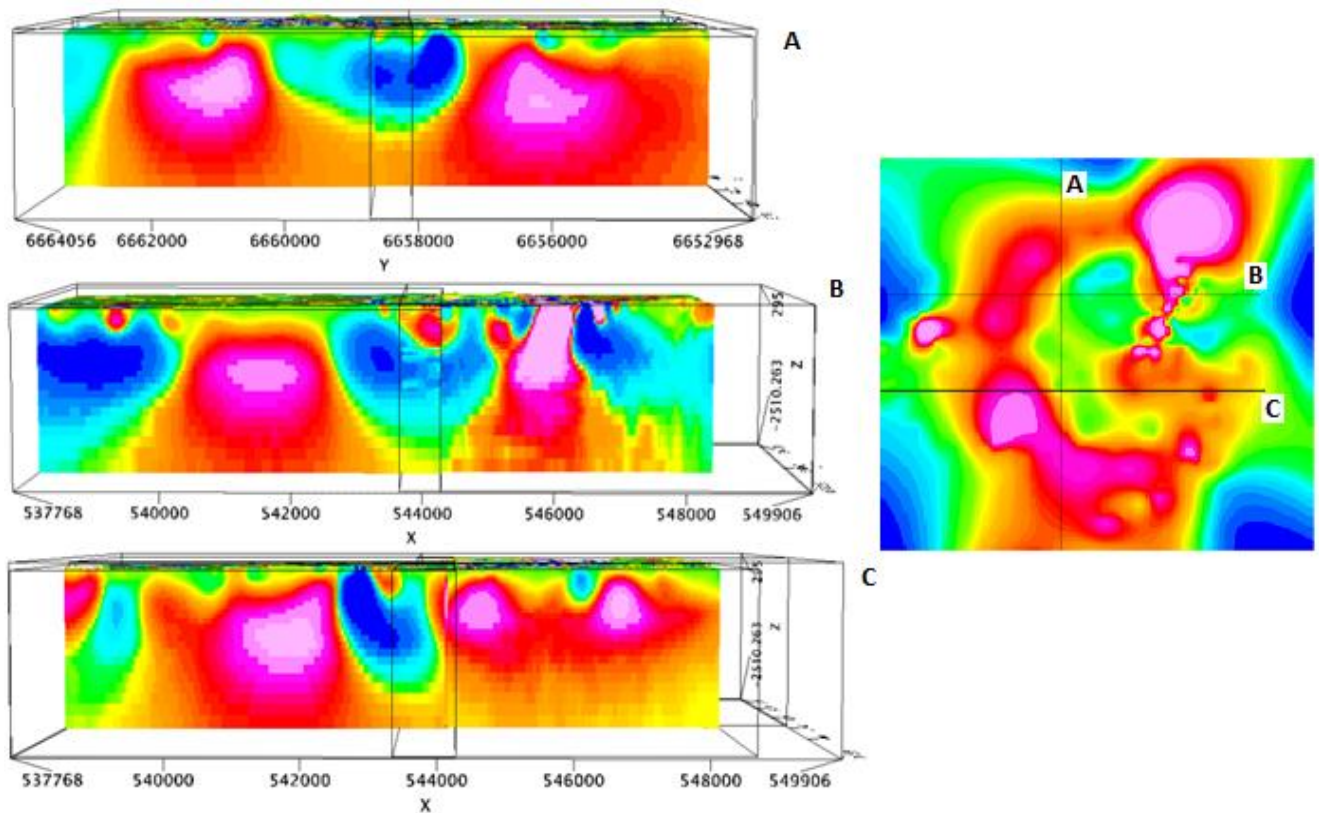
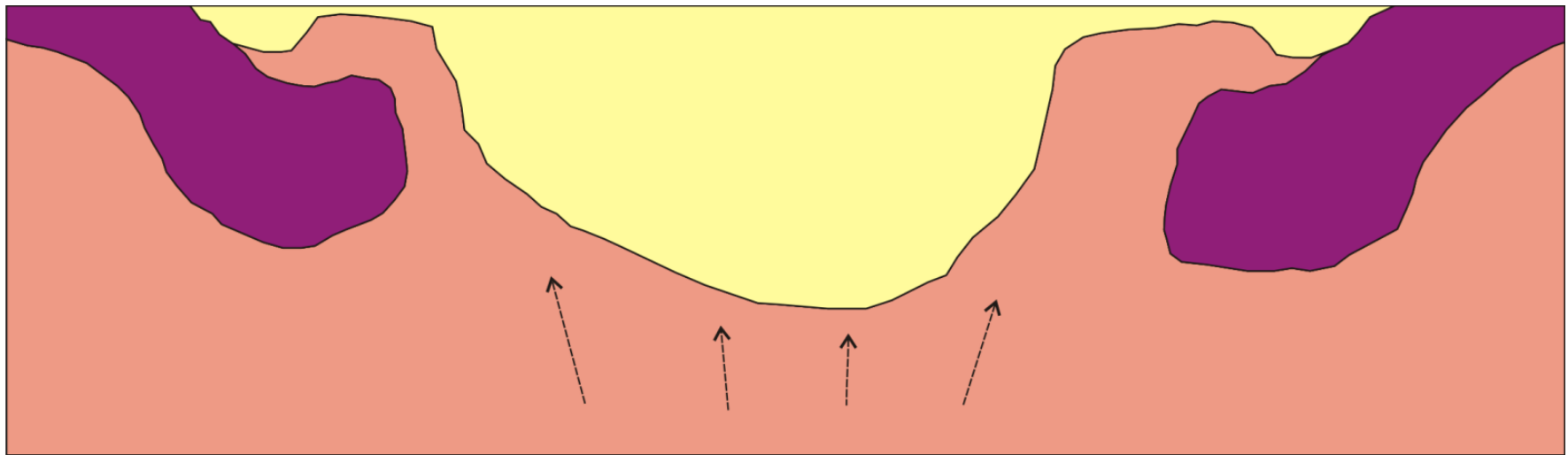


Figura 6.6 – Corte dos perfis selecionados, gerados a partir do modelo tridimensional.

Os perfis extraídos podem ser explicados com base na hipótese de impacto meteorítico: as disposições dos corpos rochosos são similares aos modelos propostos para formação de crateras. O perfil esquemático apresentado na figura 6.7 apresenta uma possível interpretação de como as unidades litológicas estariam organizadas em subsuperfície. Dois tipos de arenitos são discriminados para simplificar a interpretação: o 1º tipo seria correspondente a unidades areníticas soerguidas que sofreram maior deformação, enquanto o 2º tipo representa unidades areníticas trazidas de uma maior profundidade e com menor grau de deformação. A unidade de rocha basáltica está comprimida na região onde a anomalia gravimétrica positiva é mais intensa, e esta fica mais delgada conforme se distancia da porção central. A posição esperada para as rochas só é perturbada pela presença da forte anomalia positiva no setor NE da área, sendo gerada por um corpo de alta densidade que atinge uma profundidade de no mínimo 2000 metros.



Legenda



Basalto



Arenito I



Arenito II



Soerguimento

Figura 6.7 – Perfil esquemático realizado com base no perfil “a” da figura 6.6.

7. CONCLUSÃO

O objetivo principal proposto para este trabalho foi testar a hipótese de impacto meteorítico como explicação para a estrutura do Cerro do Jarau com base na pesquisa gravimétrica realizada no local. Foram utilizadas, para efeito de comparação, as respostas gravimétricas de crateras de impacto já confirmadas, incluindo estruturas formadas na mesma unidade geológica (Vargeão e Vista Alegre) e outras com mapas de anomalia Bouguer que envolvessem feições distintas do que se espera de uma assinatura gravimétrica neste tipo de ambiente (Wanapitei, Lappajärvi, Manicouagan e Popigai).

A anomalia Bouguer positiva linear no setor NE da estrutura (figura 5.3) é visualizada, dentro do modelo de subsuperfície, como um corpo de alta densidade que atinge profundidades de no mínimo 2000 metros. As crateras analisadas para comparação permitem concluir que, apesar de se tratar de uma feição atípica para estruturas de impacto meteorítico, esta não exclui tal hipótese. Por provavelmente se tratar de uma feição posterior ao impacto, deve ser considerada à margem dos mecanismos de formação de crateras.

O alto gravimétrico de caráter circular visualizado no mapa de anomalias (figura 5.3) é comparável com aqueles das crateras de Vargeão e Vista Alegre, constituindo uma característica a favor da hipótese de impacto (a análise das estruturas de Wanapitei, Lappajärvi, Manicouagan e Popigai mostrou que todas estas crateras confirmadas possuem mapas de anomalia gravimétrica com interferência de outros processos geológicos).

A disposição das rochas abaixo da superfície, apresentada no modelo geológico estabelecido com base na interpretação visual dos resultados da inversão, está de acordo com a hipótese de impacto. O baixo gravimétrico no centro denota a presença de arenitos soerguidos, e a presença de blocos basálticos da Fm. Serra Geral, comprimidos ao lado dos arenitos, pode ser a causa do alto gravimétrico observado em volta da porção central da estrutura.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CRÓSTA, A. P. 2004. Impact craters in Brazil: How Far We've Gotten. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 39, Supplement, pp. A-27. Abstract.
- CRÓSTA, A. P.; KAZZUO-VIEIRA, C.; SCHRANK, A. 2004. Vista Alegre: a newly discovered impact crater in Southern Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 39, Supplement, pp. A-28. Abstract.
- CRÓSTA, A.P.; KAZZUO-VIEIRA, C.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. 2006. Astroblema do Domo de Vargeão, SC: Registro de Impacto Meteorítico sobre Rochas Vulcânicas da Bacia do Paraná. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, vol.2. (www.unb.br/ig/sigep/sitio114/sitio114.pdf).
- CROSTA, A.P.; LOURENÇO, F.S.; PRIEBE, G.H. 2010. Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul: A possible new impact structure in southern Brazil, in Gibson, R.L., and Reimold, W.U., eds., *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV: Geological Society of America Special Paper* 465. p. 173–190.
- CRÓSTA, A.P., KAZZUO-VIEIRA, C., PITARELLO, L., KOEBERL, C., KENKMANN, T. 2011. Geology and impact features of Vargeão Dome, southern Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*. 21pp.
- EARTH IMPACT DATABASE. <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>
- ELO, S. 1976. A study of the gravity anomaly associated with Lake Lappajärvi, Finland. Rep. Geol. Surv. Finland, Q 20/21/1976/2, 20pp.
- ELO, S., JOKINEN, T., SOININEN, H. 1992. Geophysical investigations of the Lake Lappajärvi impact structure, western Finland. *Tectonophysics* 216, 99-109.
- ERNSTSON, K., LAMBERT, P. 1978. Gravity measurements in the Rochechouart impact structure (France).
- ERNSTSON, K. 1984. A gravity-derived model for the Steinheim impact structure. *International J. Earth Sci.*, 73/2, 483-498.
- FERREIRA, J. C., LEITE, E. P., VASCONCELOS, M. A. R. 2013. Assinatura gravimétrica e magnética das estruturas de impacto de Vargeão e Vista Alegre, Brasil. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 401-406.
- FRENCH, B.M. 2004. The Importance of Being Cratered: The New Role of Meteorite Impact as a Normal Geologic Process. *Meteoritics & Planetary Science*.
- FRENCH, B.M. 1998. Traces of catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures. LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute. Houston. 120 pp.

GIACOMINI, B. B. 2013. Modelagem gravimétrica 2D e caracterização magnetométrica da estrutura de Vargeão (SC). Trabalho de Conclusão de Curso. UNICAMP. 42pp.

GRAV3D, 2013: A Program Library for Forward Modelling and Inversion of Gravity Data over 3D Structures, version 5.0. Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia.

GREHS, S.A. 1969. Aspectos geológicos e geomorfológicos do Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul, Brasil. *XXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Vol. 1. Sociedade Brasileira de Geologia. p. 365-375.

GRIEVE, R. A. F., HEAD, J. W. 1983. The Manicouagan Impact Structure: An Analysis of its Original Dimensions and Form. *Thirteenth Lunar and Planetary Science Conference*, pt. 2. Journal of Geophysical Research, vol. 88. A807-A818.

GRIEVE, R. A. F., THERRIAULT, A. M. 2004. Observations at terrestrial impact structures: Their utility in constraining crater formation. *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 2, 199-216.

HAWKE, P. J. 2003. Some ring-like magnetic anomalies in impact structures and their possible causes. University of western Australia.

IVANOV, B. A., STÖFFLER, D. 2005. The Steinheim Impact Crater, Germany: Modeling of a Complex Crater with Central Uplift.

KOEBERL, C. 2001. Craters on the Moon from Galileo to Wegener: a Short History of the Impact Hypothesis, and Implications for the Study of Terrestrial Impact Craters; Earth, Moon and Planets.

LI, Y., OLDENBURG, D. W. 1998. 3-D inversion of gravity data. *Geophysics*, 63(1), 109-119

LI, Y., OLDENBURG, D. W. 2003. Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method. *Geophysical Journal International*, 152(2), 251-265

LISBOA, N. A., OLIVEIRA, M. T. G., SCHUCK, M. T. G. O., TRAMONTINA, H. C. 1987. Reconhecimento geológico da região do Jarau, Quaraí, RS. *SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, 3, Atas, 1:319-332.

LOURENÇO, F. S. 2007. Caracterização Geológica da possível estrutura de impacto do Cerro do Jarau – Região oeste do estado do RS. Trabalho de Conclusão de Curso. UNICAMP. 73p.

MAG3D, 2013. A Program Library for Forward Modelling and Inversion of Magnetic Data over 3D Structures, version 5.0. Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia.

MASAITIS, V. L., NAUMOV, M. V., MASHCHAK, M. S. 2005. Original diameter and depth of erosion of the Popigai impact crater, Russia. *Large meteorite impacts*, vol. III. Geological Society of America. p. 131-140.

MELOSH, H. J. 1989. Impact cratering: A geologic process. Oxford University Press, New York.

- MILSON, J. 2003. Field Geophysics: The Geological Field Guide Series, 3rd ed. John Wiley & Sons, West Sussex, England. 232 pp.
- MOREIRA, H. L., FREITAS, P. R. S., NUNES, A. B. 1980. Geologia da estrutura de colapso do Jarau. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 5. Sociedade Brasileira de Geologia. p. 2684-2690.
- ORPHAL, D.L., SCHULTZ, P. H. 1978. An alternative model for the Manicouagan structure. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 9th. p. 2695-2712
- PANIELLO, R., DAY, J.M.D., MOYNIER, F. 2012. Zn isotopic evidence for the origin of the Moon. *Nature*, 490, 376-379
- PARKER, R. L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. Roy Astr. Soc.*, 31: 447-455.
- PEATE D. W., HAWKESWORTH C. J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil. *Chemical Geology* 127:1–24.
- PEATE D. W., HAWKESWORTH C. J., MANTOVANI M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): Classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology* 55:119–139.
- PILKINGTON, M., GRIEVE, R. A. F. 1992. The geophysical signature of terrestrial impact craters. *Rev. Geophys.*, 30(2): 161-181.
- PHILIPP, R. P., ROLIM, S. B. A., SOMMER, C. A., SOUZA FILHO, C. R., LISBOA, N. A. 2010. A estrutura de impacto do Cerro do Jarau, Quaraí, RS. *Revista Brasileira de Geociências*. 40(4): 468-483.
- SÁNCHEZ, J. P.; SIMOES, L. S. A.; MARTINS, L. E. B. 2014. Estratigrafia e estrutura do Cerro do Jarau: nova proposta. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 265-276.
- SCHERER, C. M. S. 2002. Preservation of Aeolian genetic units by lava flow in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology* 49, 97-116.
- SCHERER, C. M. S., LAVINA, E. L. C. 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the upper Jurassic Guarú Formation, southern Brazil. *Sedimentology* 52, 1323-1341.
- SCHERER, C. M. S., LAVINA, E. L. C. 2006. Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: The example of the upper Jurassic – lower cretaceous Guarú and Botucatu formations, Paraná Basin, southernmost Brazil. *Gondwana Research* 9. 475-484.
- SCHUCK, M. T. G. O., LISBOA, N. A. 1987. Identificação de padrões estruturais no Grupo São Bento, Quaraí, RS, através de imagens orbitais e suborbitais. *Revista Pesquisas*, 20:5-24.

- SCHUCK, M. T. G. O., LISBOA, N. A. 1988. Caracterização de formas e padrões estruturais no Grupo São Bento da Bacia do Paraná no RS em imagens orbitais e sub orbitais. *5º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Proc., vol. 2. Sociedade Brasileira de Geologia. p. 323-333.
- SCHULTE, P. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, v. 327, p. 1214-1218.
- SHOEMAKER, E.M., HACKMAN, R.J., EGGLETON, R.E. 1963. Interplanetary correlation of geologic time. *Adv. Astronaut. Sci*, 8, 70-89.
- STÖFFLER, D., GRIEVE, R. A. F. 2007. Impactites, Cap. 2.11 in *Metamorphic Rocks: A classification and glossary of terms recommendations of the IUGS*. Cambridge University. P. 82-92.
- SWEENEY, J.F. 1978. Gravity study of great impact. *J. Geophys. Res.*, 83. 2809-2815.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. 1990. Applied Geophysics, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge. 770 pp.
- TURNER, S., REGELOUS, M., HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121. p. 333-348.
- UGALDE, H. A., L'HEUREUX, E., LACHAPELLE, R., MILKEREIT, B. 2006. Measuring gravity on ice: An example from Wanapitei Lake, Ontario, Canada. *Geophysics*, vol. 31, no. 3. p. J23-J29.
- VERSCHUUR, G.L. 1996. Impact! The threat of comets and asteroids. Oxford University Press. Oxford. 237 pp.
- VIEIRA, C.K. 2003. Mapeamento Geológico do Astroblema de Vargeão, SC. TCC Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências. Campinas. 48 pp.
- VIEIRA, C.K. 2009. Caracterização geológica e geofísica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC. Tese de mestrado Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências. Campinas. 142 pp.
- WILDNER, W., LOPES, R. C., ROMANINI, S., CAMOZZATO, E. 2003. Contribuição à estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná. *1º Encontro Sobre a Estratigrafia do RS*, Proc. UFRGS. P. 204-210.
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C. De J., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A. 1991. Bacia do Paraná. In: Gabaglia, G. P. R. & Milani, E. J. (ed.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, 2 Ed., Rio de Janeiro, Petróleo Brasileiro S. A., Ed. Gávea, pp: 135-168.

